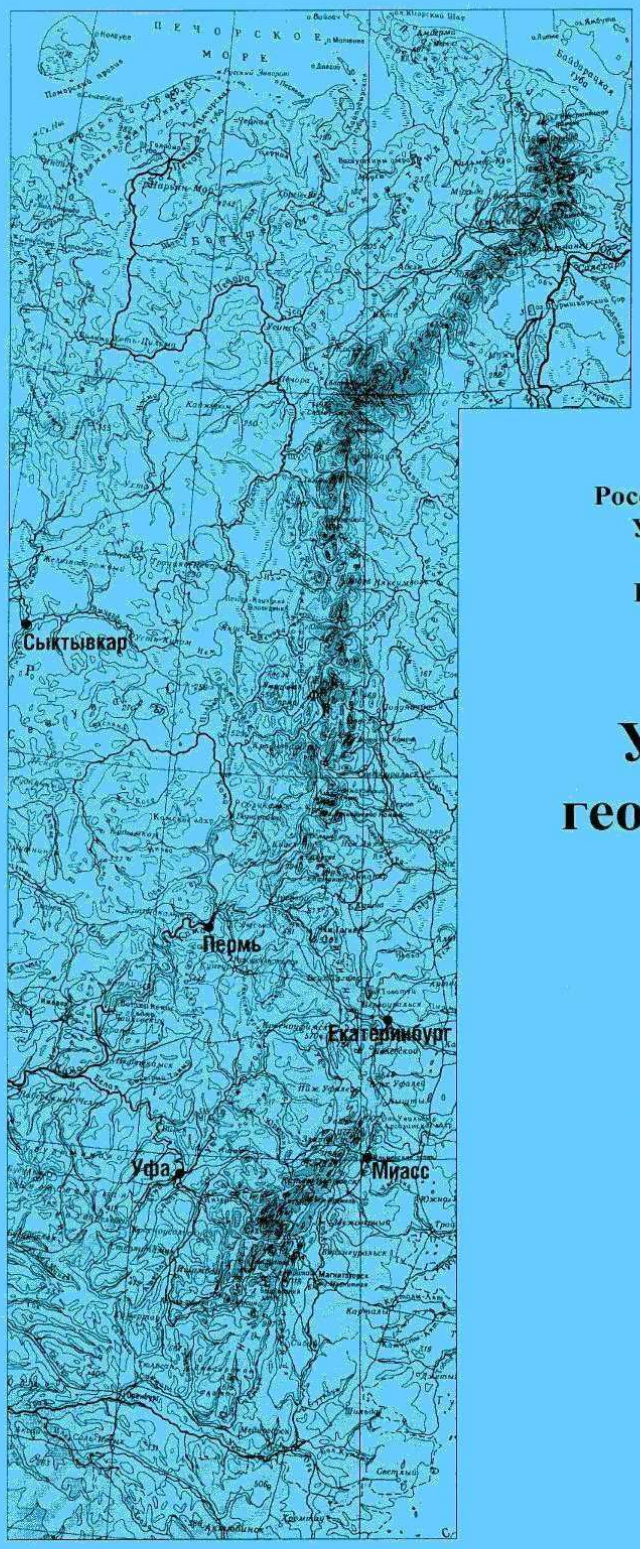
ISSN 1991-0223



Российская академия наук
Уральское отделение

Институт геофизики

Уральский геофизический вестник

№ 2
2016

Екатеринбург
2016

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

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК

№ 2 (28) 2016

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

Астафьев П.Ф., Коноплин А.Д., Сарвартинов А.И.
Применение индуктивной электроразведки при поисках месторождений медных руд……..…….…….... 4

Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А.
Комплексная аппаратура для исследования магнитного поля в рудных, нефтегазовых и параметрических скважинах….. 7

Вишнев В.С., Астафьев П.Ф., Арзамасцев Е.В., Сарвартинов А.И., Сурина О.В.
Результаты наблюдений вертикальной составляющей короткопериодических колебаний геомагнитного поля на территории Урала……...…….. 15

Демежко Д.Ю.
Геотермические оценки теплового режима в основаниях позднеплейстоценовых ледниковых щитов. Ч. I. Лаврентийский щит…..……... 22

Дружинин В.С., Осипов В.Ю.
Субширотные дислокации земной коры Уральского региона – звенья системы линеаментов Евразийского континента….. 33

Мартышко П.С., Пьянков В.А., Рублев А.Л.
Мезомеханический сценарий динамических процессов массива Денежкин Камень и их проявление в магнитных и магнитоакустических характеристиках пород……. 48

Носкевич В.В., Кузьбожев А.С.
Исследование оползневых покровных процессов на склоновых участках в зоне вечной мерзлоты в районе газопровода Бованенково–Ухта методом георадиолокации…….. 54

Ратушняк А.Н., Байдиков С.В., Теплухин В.К.
Индукционный каротаж с радиальным источником магнитного поля……. 61

Сурина О.В., Дьяконова А.Г.
Разработка модели распределения плотности в верхних частях земной коры Тагильской мегазоны на основе электромагнитных и гравитационных данных (Вижайский профиль)……. 71

Федорова О.И.
Моделирование электрозондирований с установкой AMNB и комбинированной трехэлектродной установкой AMN+NMA над локальными неоднородностями…... 81

Дружинин В.С., Осипов В.Ю.
Схема тектоники земной коры восточно-юго-восточной окраины Восточно-Европейской плиты……... 86

Ратушняк А.Н., Байдиков С.В., Теплухин В.К.
Индукционный каротаж в обсаженных скважинах...……... 98

Ладовский И.В., Мартышко П.С., Федорова Н.В., Колмогорова В.В.
Опыт построения трехмерной сейсмоплотностной модели по скоростным разрезам ГСЗ ……... 108

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.

Юбилеи……...…..……...……... 121

==========

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

Astafjev P.F., Konoplin A.D., Sarvartinov A.I.
Application inductive electrical in prospecting for copper ore……..…..…….... 4

Astrakhantsev Yu., G., Beloglazova N.A.
Complex equipment for research magnetic field in the ore, oil and gas and parametric wells……..…….. 7

Vishnev V.S., Astafjev P.F., Arzamascev E.V., Sarvartinov A.I., Surina O.V.
Observation results of the vertical component of the short-period geomagnetic field oscillations in the Urals……. 15

Demezhko D.Yu.
Geothermal estimates of thermal regime at the base of the late pleistocene ice sheets. Part I. Laurentide ice sheet……. 22

Druzhinin V.S., Osipov V.Yu.
The subwidth dislocations of crust of the ural region – links of the lineaments system of the Euroasian continent……. 33

Martyshko P.S., Pyankov V.A., Rublev A.L.
Mesomechanical scenario of the Denezhkin Kamen massif dynamic processes and its manifestation in magnetic and magnetoacoustic characteristics of rocks…….. 48

Noskevich V.V., Kuzbozhev A.S.
Investigation GPR landslides cover processes on the slope areas permafrost near gas pipeline Bovanenkovo-Ukhta by the method of georadiolocation (GPR)…..... 54

Ratushniak A.N., Baydikov S.V., Teplukhin V.K.
Induction logging with the radial source of the magnetic field……..…..…. 61

Surina O.V., Dyakonova A.G.
Modeling of density distribution in the upper parts of the earth's crust of the Tagil megazone on the basis of electromagnetic and gravitational data (Vizhay profile)……. 71

Fedorova O.I.
Modelling of electrical soundings with planting AMNB and combined planting AMN+NMA above local inhomogeneities..……... 81

Druzhinin V.S., Osipov V.Yu.
Scheme tectonics the crust of the east-southeast margin of Eastern European plate……. 86

Ratushniak A.N., Baydikov S.V., Teplukhin V.K.
Induction logging in cased wells…… 98

Ladovskiy I.V., Martyshko P.S., Fedorova N.V., Kolmogorova V.V.
XP constructing three-dimensional dence-velocity model on velocity section DSS…….. 108

CHRONICLE. EVENTS. PEOPLE.

Anniversaries…….. 121

==========

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 550.837

ПРИМЕНЕНИЕ ИНДУКТИВНОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ ПРИ ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДНЫХ РУД

Астафьев П.Ф., Коноплин А.Д., Сарвартинов А.И. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Приведены результаты полевых исследований методом дистанционного индукционного частотного зондирования (ДИЧЗ) на Белореченском рудном поле Североуральской площади в дополнение к комплексным геолого-геофизическим, геохимическим и морфометрическим исследованиям. Результаты работ позволили локализовать две аномалии, связанные с проводящими объектами, и рекомендовать участок для проверочного бурения.

Комплексные исследования при поисках руд, гармоническое электромагнитное поле, индукционные методы электроразведки.

APPLICATION INDUCTIVE ELECTRICAL IN PROSPECTING FOR COPPER ORE

Astafjev P.F., Konoplin A.D., Sarvartinov A.I. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The results of field studies by remote sensing frequency induction (SHARP) on Belorechinskiy ore field Severouralsk area in addition to the complex geological and geophysical, geochemical and morphometric studies. Results allow localizing the two anomalies associated with conductive objects and Share site for verification drilling.

Comprehensive studies in the search for ore, a harmonic electromagnetic field, electrical induction methods.

Геолого-геофизическая изученность участка работ

В результате комплексных геологических, геофизических, геохимических и морфометрических исследований, проведенных сотрудниками УГСЭ Уралнедра на объекте «ГДП-200 в пределах Североуральской площади» на Белореченском прогнозируемом рудном поле в районе г. Североуральска в 2003–2005 гг., выявлено потенциально колчеданоносное поле площадью 5 км^2 (рис. 1, цветная вкладка), которое в эпицентральной части фиксируется: морфоструктурой центрального типа, субизометричной аномалией поля силы тяжести (от –0,8 в центральной части до +1,0 мГал в обрамлении), магнитного поля (от 700 до 2500 нТл), МПП-А (–150 до +50 мВ). В эпицентре депрессии в 1963 году пробурена скважина № 635[1] глубиной 701 м. Она пройдена по кварц-серицитовым гидротермалитам с пиритной минерализацией. В интервале 500–510 м пересечен сплошной серный колчедан и выделены интервалы густой вкрапленности пирита на глубинах: 364–380; 388–406; 452–456; 558–564 и 582–598 м. В 1970 году в западной части участка по ореолам цинка (до 2 %), меди (до 1,5 %) и свинца (до 0,1 %) выделена геохимическая аномалия[2] размером 2 × 0,5 км, что позволяет прогнозировать здесь медно-колчеданный тип оруденения. В северной части аномалии на площади 0,02 км^2 вскрыт горизонт обломков бурых железняков мощностью до 3,3 м – с самородной медью, азуритом, лимонитовыми охрами, карбонатом и вторичными марганцевыми образованиями. Она имеет северо-восточное удлинение, субизометричную форму размером 500 × 750 м. В центральной части аномалии содержание меди в отдельных интервалах поисковых скважин

[1] *Васильева Е.И., Петличенко Ю.Н., Засыпкин А.И.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ, проведенных отрядом по железу при Южной ГРП в 1963 г. в Покровско-Баяновском железорудном районе. 1964. (ФБУ «ТФГИ по УрФО», инв. № 028611).

[2] *Крылов Е.И., Ковалев Г.Е.* Отчет о геолого-геохимических и геофизических поисках меди, проведенных партией № 5 в Североуральском и Карпинском районах Свердловской области в 1973–1974 годах. 1975. (ФБУ «ТФГИ по УрФО», инв. № 034365).

и шурфов достигает 1,2–1,4 % с пиритной сыпучкой с аномальными содержаниями цинка, кадмия, мышьяка и висмута, характеризующих колчеданную природу оруденения.

Методом МПП установлено отсутствие сплошных колчеданов на площади Высотинской аномалии до глубины 90 м, однако в центре гравитационной аномалии с петлей 400 × 400 м зафиксирована отрицательная аномалия с задержкой до 4 мс (см. рис. 1, цветная вкладка). При детализации ее с петлей 200 × 200 м аномальный эффект не отмечается. Отсутствие корреляции геолого-геофизических данных изучаемого участка не позволяло однозначно определить участок для проверочного бурения на наличие колчеданных руд.

В связи с этой проблемой на Высотинской аномалии Белореченского участка сотрудниками Института геофизики УрО РАН по рекомендации геологов УГСЭ Уралнедра были проведены наблюдения методом дистанционного индукционного частотного зондирования с аппаратурой ИЧЗ-11 с измерением магнитного поля.

Методика и аппаратура проведения наблюдений и результаты работ

Аппаратура ИЧЗ-11 предназначена для использования в качестве измерительного средства электроразведки переменным током при решении задач изучения геоэлектрического строения горных пород и поисков рудных месторождений до глубин 200–500 м (Человечков и др., 2008).

В состав аппаратуры ИЧЗ-11 входят: возбудитель ЭМ поля – незаземлённая квадратная петля, блок генератора переменного тока с частотами от 4,88 до 2500 Гц и измерительный блок в виде цифрового избирательного микровольтметра с индукционным магнитоприемником стержневого типа. С аппаратурой выполняют измерения декартовых составляющих H_z и H_r или осей эллипса поляризации магнитного поля H_b и H_a (Светов, 1973).

Измерения выполнены в зимнее время с петлей размером 200 × 200 м по трем профилям (см. рис. 1, цветная вкладка) на рабочих частотах 78, 156 и 312 Гц. Топопривязка пикетов выполнялась при помощи GPS-приемника.

Выделение аномалий осуществлялось путем сравнения измеренных и теоретических (поле петли над однородном полупространством) кривых отношения осей эллипса поляризации магнитного поля ($\log H_b/H_a$) методом ДИЧЗ на трех частотах 78, 156 и 312 Гц. На профилях № 2 и № 3 существенных аномальных эффектов не выделено. На профиле № 1 (рис. 2б, цветная вкладка) сравнение измеренных (сплошные линии) и теоретических (пунктир) кривых позволили локализовать одну аномалию на пикетах 12–16 и вторую – в 600 метрах восточнее на пикетах 21–24.

Приповерхностная аномалия на пикетах 12–16 соответствует Высотинской геохимической аномалии от предположительно рудного объекта размерами 1500 × 500 м, прогнозные ресурсы меди Q которого по категории P_3 могут составить:

$$Q = L \times h \times r \times p \times C,$$

где Q – прогнозные ресурсы, тыс. т; L – принятая протяжённость рудного тела, м (1500); h – принятая мощность рудного тела (10), м; r – принятая протяжённость рудного тела по падению (500), м; p – объёмный вес вкрапленных руд (3,3); т/м^3; C – принятое содержание меди (среднее минимальное содержание для вкрапленных руд колчеданных месторождений Урала составляет 1 %).

Прогнозные ресурсы меди по категории P_3 Высотинской аномалии составят: 1500 м × 500 м × 10 м × 1 % × 3,3 т/м^3 = = 247 тыс. т меди (≈250 тыс. т) в интервале глубин 30–200 м. Аномальная зона на пикетах 12–16 была рекомендована к проверке бурением скв. 16А, которая вскрыла на глубине 90 м сплошную колчеданную руду (рис. 2в, цветная вкладка). Дальнейшее разбуривание изучаемого участка не проводилось.

Вторая «глубинная» аномалия на пикетах 21–24 совпадает с зоной (дайка долеритов) развития скарнов и метасоматитов с обильной вкрапленностью сульфидов и областью выхода на поверхность рудных подсечений вскрытых скв. № 635 (см.

рис. 2в, цветная вкладка). «Хвост» рудного объекта, пересеченного скв. № 635, расположен в краевой части локальной положительной гравиметрической аномалии и аномалии ДИЧЗ на пикетах 21–24. Расчеты гравитирующего объекта аномалии определили присутствие объекта – блока с избыточной плотностью 0,68 г/см^3 (3,4 г/см^3 при фоне 2,72 г/см^3) при глубинах верхней кромки (в профиле) 150–300 м при мощности 225–230 м. Учитывая продолжение оруденения на глубину по вертикали, постепенную выклинку оруденения по восстанию, падению и простиранию и неравномерное распределение медьсодержащих руд в объеме рудного комплекса, принимаем коэффициент содержания 2 %. Ресурсы меди Белореченского проявления медных руд (рудопроявление скв. № 635) могут составить по категории P_3:
1000 м × 1000 м × 800 м × 1 % × 3,4 г/см^3 × × 0,02 = 544 тыс. т в интервале глубин 50–800 м.

Суммарные ресурсы Белореченского участка по двум объектам (Высотинская геохимическая аномалия и рудопроявление скв. № 635) по категории P_3 составляют[3]:
250 + 544 ≈ 800 тыс. т.

Таким образом, аномальные зоны, выделенные по результатам ДИЧЗ, подтвердили их перспективность на обнаружение колчеданного оруденения. В пределах Белореченского прогнозируемого поля УРАЛНЕДРА рекомендовало проведение поисковых работ первой очереди в 2007 г.

Результаты выполненных электроразведочных работ в пределах Белореченского прогнозируемого поля методом дистанционного индукционного частотного зондирования с измерением эллипса поляризации магнитного поля показали высокую эффективность применения аппаратуры ИЧЗ-11 при выделении проводящих объектов перспективных на обнаружение колчеданного оруденения и могут быть рекомендованы для включения в комплекс поисковых геолого-геофизических работ.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН (Проект № 15-11-5-13).

Литература

Светов Б.С. Теория, методика интерпретация материалов низкочастотной индуктивной электроразведки. М.: Недра, 1973. 254 с.

Человечков А.И., Чистосердов Б.М., Байдиков С.В. Использование индукционной двухпетлевой установки при частотном зондировании аномальных объектов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 8. С. 830–836.

[3]*Петров Г.А., Ильясова Г.А., Останин С.Ю. и др.* Отчет «ГДП-200 в пределах Северо-Уральской площади (лист P-40-XXXVI)» за 2003–2006 гг. 2006 (ФБУ «ТФГИ по УрФО», инв. № 44959).

УДК 550.838

КОМПЛЕКСНАЯ АППАРАТУРА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ МАГНИТНОГО ПОЛЯ В РУДНЫХ, НЕФТЕГАЗОВЫХ И ПАРАМЕТРИЧЕСКИХ СКВАЖИНАХ

Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А. – Институт геофизики УрО РАН. Екатеринбург

Аннотация. Изучение геомагнитного поля и магнитных характеристик горных пород является одной из наиболее важных задач геофизики. Создание комплексных приборов – трехкомпонентных магнитометров-инклинометров – значительно расширило задачи, решаемые скважинной магнитометрией. В статье представлен магнитометр-инклинометр для проведения измерений в скважинах с высокой температурой и давлением и магнитометр-инклинометр для исследований нефтяных, газовых и рудных скважин. Приведены примеры измерений и их интерпретации.

Трехкомпонентные измерения геомагнитного поля, магнитная восприимчивость, магнитометр, инклинометр, скважинные измерения.

COMPLEX EQUIPMENT FOR RESEARCH MAGNETIC FIELD IN THE ORE, OIL AND GAS AND PARAMETRIC WELLS

Astrakhantsev Yu., G., Beloglazova N.A. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The study of the geomagnetic field and the magnetic characteristics of the rocks is one of the most important problems of geophysics. Creation of complex instruments - three-component magnetometer-inclinometers greatly expanded the tasks performed borehole magnetometry. The article presents a magnetometer-inclinometer for measurement in wells under high temperature and pressure, and a magnetometer-inclinometer for investigation of oil, gas and ore wells. Examples of measurements and their interpretation are presented.

Three-measurements of the geomagnetic field, magnetic susceptibility, magnetometer, inclinometer, downhole measurements.

Введение

Повышение эффективности геологоразведочных работ при построении геолого-геофизических моделей рудных тел связано с получением достоверной и оперативной информации по данным ГИС об объемах, геометрии, содержании полезного компонента, технологических показателей и геотехнической обстановке.

На месторождениях, генетически связанных с развитием магнитной минерализации, основой для разработки и реализации построения таких моделей являются магнитометрические исследования скважин (скважинная магнитометрия) в сочетании с наземной магнитной съемкой.

Наиболее эффективна скважинная магнитометрия при решении следующих задач (Пономарев, Авдонин, 1966):

Исследование геомагнитного поля и магнитной восприимчивости

- Литологическое расчленение пород по магнитным свойствам.
- Корреляция разрезов по скважинам.
- Выделение рудных зон в разрезах скважин.
- Определение содержания железа в магнетитовых рудах.
- Определение геологической природы наземных магнитных аномалий
- Поиск тел с повышенными магнитными свойствами в околоскважинном пространстве.
- Определение элементов залегания магнитных тел;
- Определение составляющих полной намагниченности горных пород и руд в естественном залегании.
- Выделение зон инверсий магнитного поля по разрезу скважин;
- Изучение особенностей образования океанической коры (по скважинам морского бурения).

Решение технологических задач

- Контроль азимута и зенитного угла исследуемых скважин.
- Определение местоположения разрывов в обсадных трубах, башмака

обсадной колонны, труб, оставленных в скважине и т. д. (Астраханцев и др., 1989).

Программное обеспечение для интерпретации скважинной магнитометрии, разработанное в лаборатории скважинной геофизики, позволяет:

- определять пространственное положение и элементы залегания магнитных тел, подсеченных скважиной;
- производить построение векторов аномального магнитного поля;
- рассчитывать азимут и угол наклона границ магнитных сред по скачкам магнитного поля;
- вычислять намагниченность горных пород.

Аппаратура

Для исследований сверхглубоких скважин, для которых характерны сложные температурные и барометрические условия, был разработан скважинный магнитометр-инклинометр МИ-6404 (Астраханцев, Пономарев, 1993). Прибор построен по принципу использования двух измерительных систем:

- системы магнитных датчиков, состоящей из одного вертикально отвешиваемого феррозонда *Z* и двух жестко закрепленных феррозондов *X*, *Y*,·установленных перпендикулярно оси скважинного прибора;
- бесколлекторной системы определения ориентации феррозондов, состоящей из двух ортогонально установленных плоских намагничивающих катушек, расположенных вокруг феррозонда *Z*.

Прибор обладает повышенной термобаростойкостью и предназначен для эксплуатации в буровых скважинах с использованием 3-х жильного бронированного кабеля длиной до 12 км. Регистрация информации производится на IBM-совместимом компьютере через последовательный порт непрерывно.

Измерения могут производиться в двух режимах, каждый за отдельную спускоподъемную операцию:

1. Измерение величины магнитной восприимчивости.
2. Измерение магнитного поля:

1) вертикальной составляющей вектора геомагнитного поля (*Z*);

2) модуля горизонтальной составляющей вектора геомагнитного поля (*H*);

3) магнитного азимута скважины;

4) зенитного угла скважины в открытом стволе.

Для проведения исследований в нефтегазовых, рудных и параметрических скважинах был разработан скважинный магнитометр-инклинометр МИ-3803М, постро-

Основные технические характеристики МИ-6404

Диапазон измерений:	
– составляющих геомагнитного поля	±100000 нТл
– величины магнитной восприимчивости	$200 \cdot 10^{-5}$–2 ед. СИ
– угла отклонения скважины от вертикали	0–30°
Погрешность измерений:	
– приращения вертикальной составляющей	±20 нТл
– приращения горизонтальной составляющей	±200 нТл
– зенитного угла	±15′
– азимута	±2°
Масса:	
– скважинный прибор с грузом	35 кг
– пульт управления	3 кг
Предельная рабочая температура	250 °С
Гидростатическое давление	до 220 МПа
Длина трехжильного кабеля	до 12 км

енный по принципу использования двух измерительных систем, жестко закрепленных в корпусе скважинного снаряда: ортогональной системы из трёх акселерометров АТ-1306 (гравитационная система) и ортогональной системы их трёх феррозондов (магнитная система). Измерительные системы устанавливаются строго по оси скважинного снаряда.

Скважинный магнитометр-инклинометр МИ-3803М позволяет проводить непрерывные измерения одновременно трех составляющих вектора геомагнитного поля, величины магнитной восприимчивости горных пород, вскрытых скважиной, магнитного азимута, визирного и зенитного углов скважины (Астраханцев, Белоглазова, 2001; Белоглазова, 2006).

В зависимости от условий измерений, скважинный прибор может быть помещен в корпус диаметром от 38 до 70 мм. Прибор рассчитан на работу с одножильным кабелем длиной до 6 км.

Прибор работает в режиме непрерывной передачи информации, что позволяет его стыковать не только с персональными компьютерами, но и с компьютеризированными каротажными комплексами «Гектор» и «Вулкан», разработки фирмы «Эликом», г. Уфа.

Для проведения магнитных измерений в скважинах, пробуренных из горных выработок, разработан вариант магнитометра-инклинометра МИ-3803Ш, содержащий блок твердотельной памяти.

Примеры измерений и интерпретации скважинной магнитометрии

На рис. 1 представлен пример регистрации в параметрической скважине Янги-Юганская, пробуренной ФГУП «Недра», ***аномалии пересечения*** в интервале глубин 1760–1810 м, вызванной подсечением скважиной магнитного тела, и ***боковой аномалии*** на глубине 1830–1895 м, обусловленной магнитным телом, находящимся в стороне от скважины.

Так, если магнитные тела, подсеченные скважиной, выделяются по диаграммам магнитного поля и по кривой магнитной восприимчивости (интервал 1760–

Основные технические характеристики МИ-3803

Диапазон измерений:	
– составляющих вектора геомагнитного поля	$\pm 80 \cdot 10^3$ нТл
– азимута скважины	0–360º
– угла отклонения скважины от вертикали	0–180º
– магнитной восприимчивости	$50 \cdot 10^{-5}$–2 ед. СИ
Погрешность измерений:	
– составляющих вектора геомагнитного поля	$\pm 0{,}01 \cdot Z \pm 20$ нТл
– азимута (при зенитном угле >2º)	±1,5º
– зенитного угла	±10′
Питание:	
– от сети переменного тока	220 В, 50 Гц
– для МИ-3803Ш	два шахтных аккумулятора
Габариты:	
– скважинный прибор	1800×38×70 мм
– наземный пульт	100×140×160 мм
Условия эксплуатации:	
– температура	–10…+120 ºС
– давление	до 100 МПа

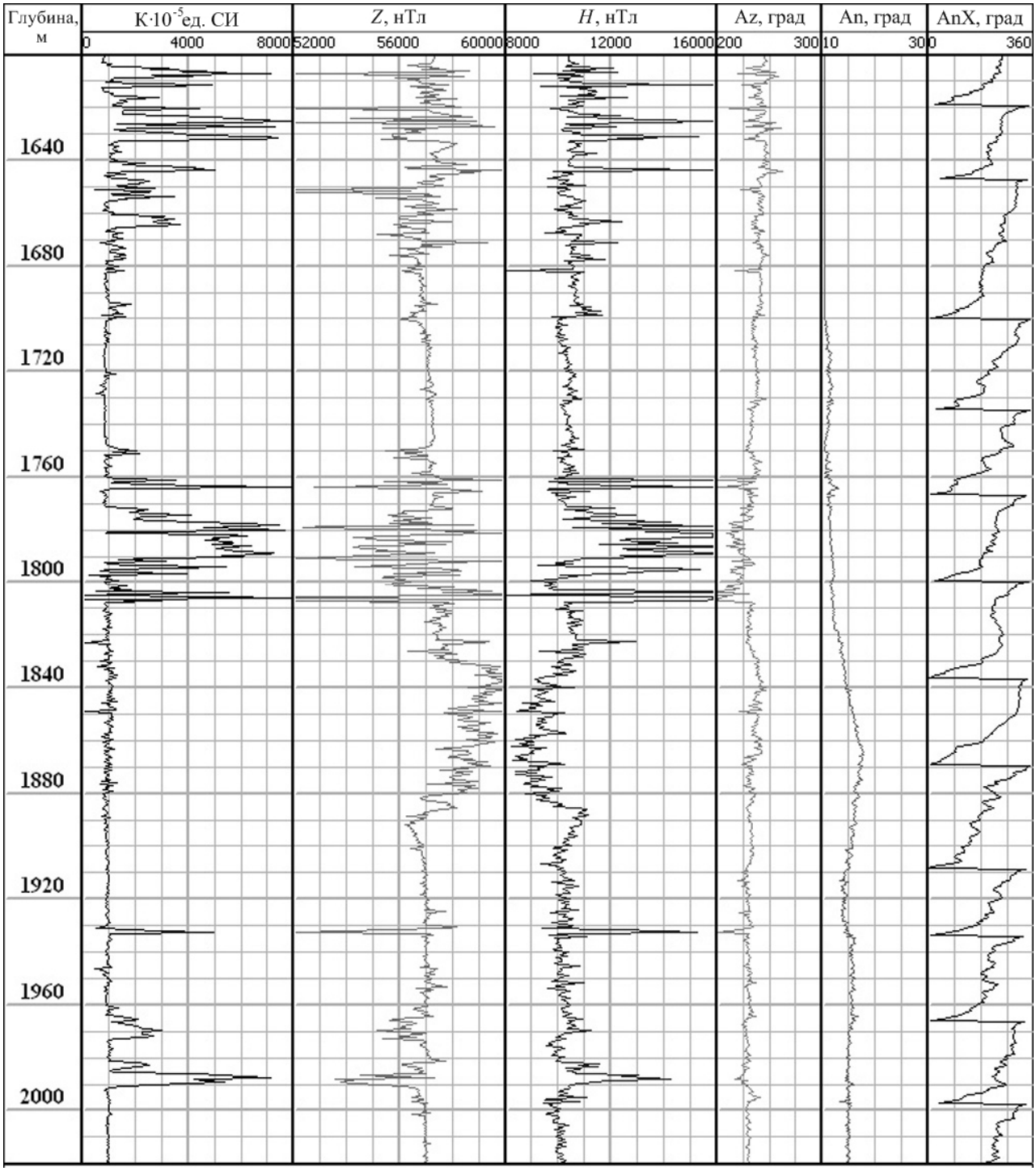


Рис. 1. Магнитометрические измерения с прибором МИ-3803М в параметрической скважине «Янги-Юганская» (ФГУП «Недра»).

K – магнитная восприимчивость; *Z*, *H* – вертикальная и горизонтальная составляющие магнитного поля; Az – магнитный азимут скважины; An – зенитный угол; AnX – угол поворота скважинного прибора. Аномалия пересечения в интервале глубин 1760–1810 м, боковая аномалия на глубине 1830–1895 м

1810 м), то присутствие магнитного объекта в интервале глубин 1830–1895 м можно обнаружить только по кривым составляющих геомагнитного поля и магнитного азимута (см. рис. 1). Значения магнитной восприимчивости здесь равны фоновым значениям, вследствие её малой глубинности исследования.

При построении векторной картины, можно заключить, что эта аномалия вызва-

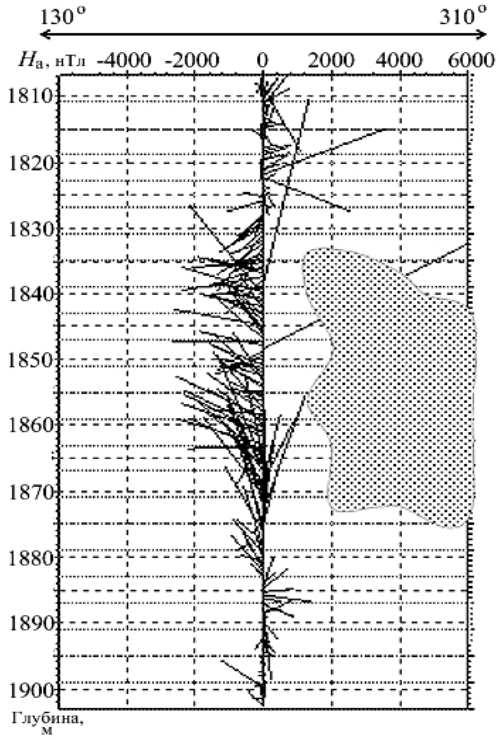


Рис. 2. Интерпретация боковой аномалии в скважине Янги-Юганская в интервале глубин 1830–1895 м:
H_a – проекция вектора аномального поля на вертикальную плоскость;
– примерное положение магнитного тела в околоскважинном пространстве

на наклонным телом с повышенными магнитными свойствами, находящимся, предположительно, к северо-западу от скважины (рис. 2). Ближе к стволу скважины находится верхняя кромка тела. Мощность тела составляет примерно 35 м (1835–1870 м).

На глубине 3630–3640 м в этой же скважине зафиксирована еще одна мощная ассиметричная ***боковая аномалия***, вызванная вертикально-вытянутым телом, скорее всего, техногенного происхождения (рис. 3). Значения магнитной восприим-

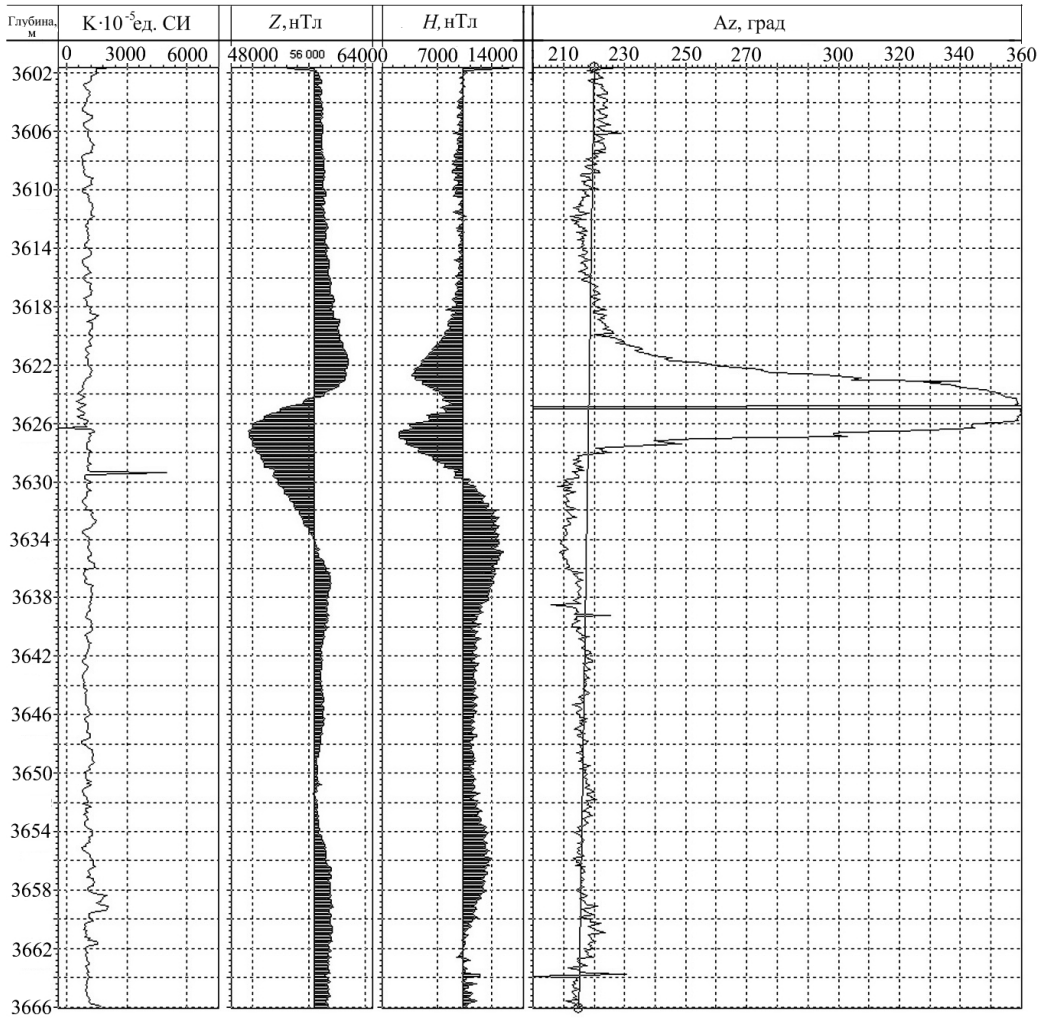


Рис. 3. Боковая магнитная аномалия техногенного происхождения на глубине 3630–3640 м в параметрической скважине Янги-Юганская (ФГУП «Недра»)

чивости на диаграмме не отклоняются от среднего уровня, аномальные значения внутреннего магнитного поля, при этом, изменяются от -20000 до +10000 нТл по вертикальной составляющей вектора геомагнитного поля *Z* и от -15000 до +10000 нТл по горизонтальной составляющей *H*. Верхняя положительная ветвь кривой *Z* гораздо интенсивнее нижней, что указывает на наклонное положение тела и на более близкое расположение к скважине верхней кромки объекта.

По картине векторов (рис. 4) можно определить, что объект находится с юго-западной стороны от скважины (≈200°). При учете магнитного склонения (23°) получается, что географический азимут направления на объект относительно ствола скважины составляет ≈223°.

Измерения с магнитометром-инклинометром МИ-6404 проводились в скважине «Outocumpu» (Финляндия) (рис. 5) в 2005 г. По результатам измерений, проведенных геофизиками ФУГП «Недра», проведена предварительная интерпретация.

Выделены аномалии пересечения, связанные с телами, подсеченными скважиной. По внутреннему магнитному полю для этих тел, которые аппроксимировались пластами, рассчитаны элементы их залегания по методике А.Н. Бахвалова (Пономарев, Бахвалов, 1965).

Заключение

Создание комплексных трехкомпонентных скважинных магнитометров-инклинометров значительно расширило задачи, решаемые скважинной магнитометрией.

Измерение магнитной восприимчивости (магнитный каротаж) и магнитного поля дает информацию не только о магнитных свойствах пород, слагающих стенки скважины, но о магнитных объектах, залегающих на значительном удалении от ствола скважины, а трехкомпонентные измерения магнитного поля позволяют определить направление на этот магнитный объект. В случае подсечения скважиной

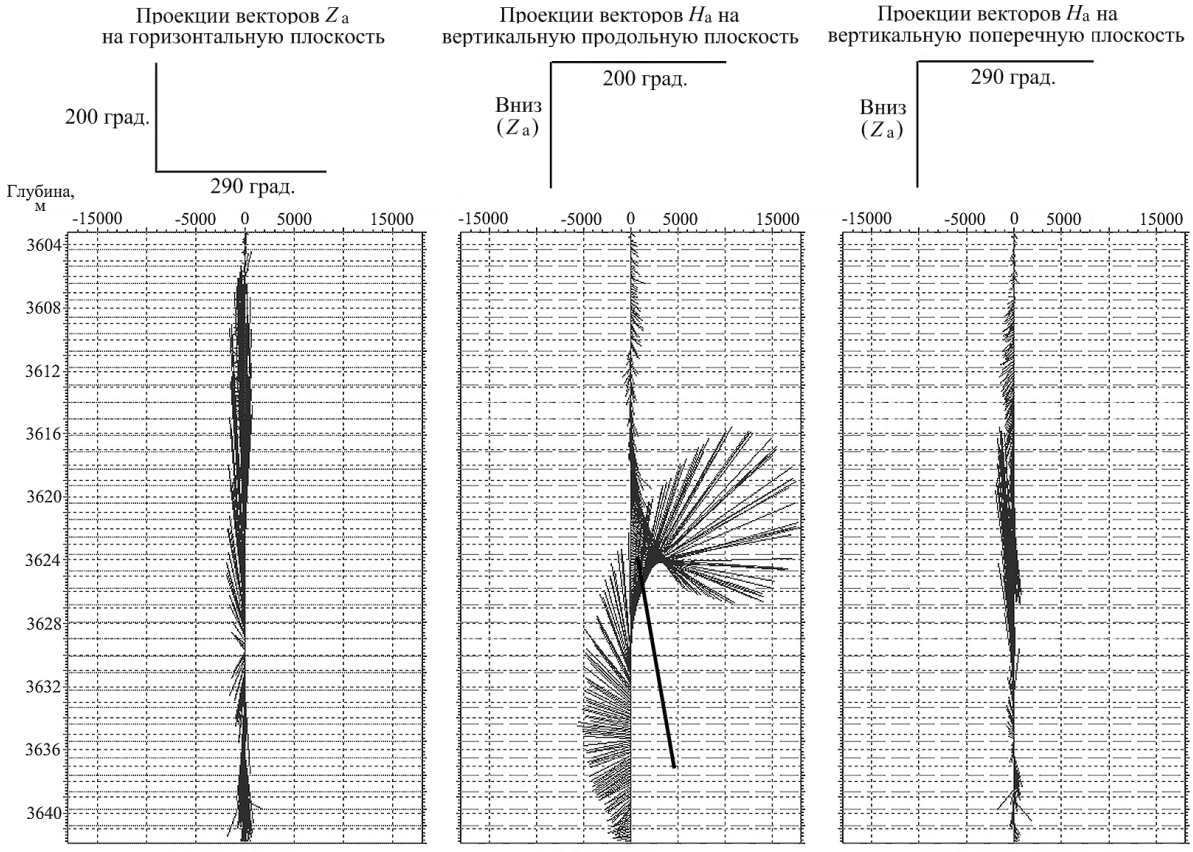


Рис. 4. Картина векторов внутреннего магнитного поля в параметрической скважине Янги-Юганская (ФГУП «Недра»)

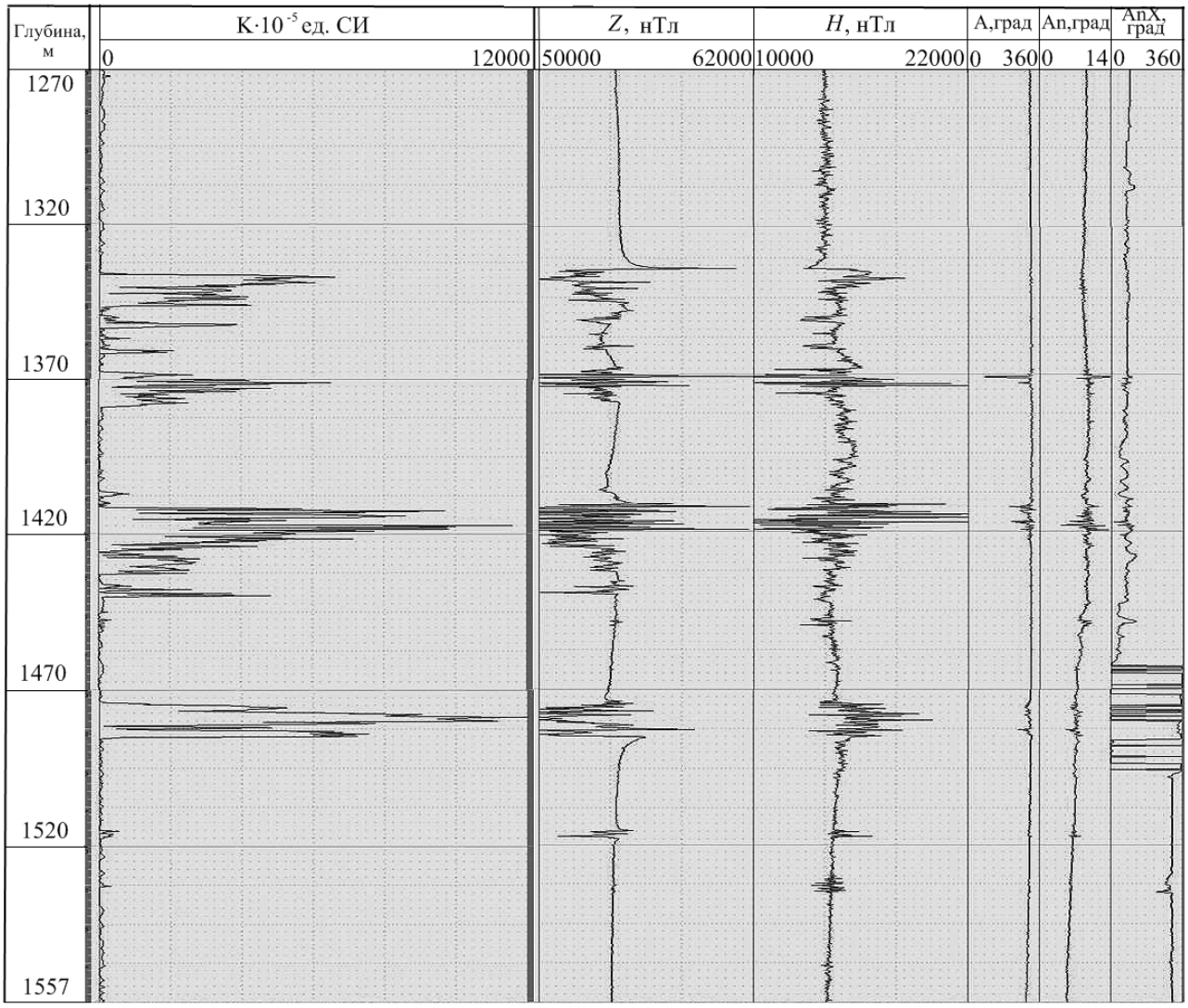


Рис. 5. Результаты проведения скважинной магнитометрии магнитометром МИ-6404 в параметрической скважине «Outocumpu» (по материалам ФГУП «Недра»)

пластов магнитных пород, трехкомпонентные измерения позволяют определить азимут и угол падения этих пластов. Определение пространственного положения скважин (инклинометрические измерения) является важной дополнительной функцией рассмотренной аппаратуры. Оптимальная точность измерений, получаемая посредством математической коррекции и обработки данных, позволяет использовать эту аппаратуру на различных геологических объектах, включая разрезы слабомагнитных пород в нефтегазовых и параметрических скважинах.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта 15-2-5-25.

Литература

Астраханцев Ю.Г., Пономарев В.Н. Способ измерения геомагнитного поля в сверхглубоких скважинах. Патент РФ № 1412486, 1993.

Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А. Непрерывная инклинометрия разведочных и наклонно направленных скважин // Ядерная геофизика. Геофизические исследования литосферы. Геотермия: Первые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2001. С. 4–5.

Астраханцев Ю.Г., Смолин П.П., Бадьин Г.В. Применение скважинной магнитометрии для определения пространственно-

го положения металлических предметов, оставленных в стенках скважины // Нефтяная промышленность СССР. М., 1989. № 11. С. 14–17.

Белоглазова Н.А. Программно-методический комплекс для магнитометрических исследований сверхглубоких и разведочных скважин: Дис. … канд. тех. наук. Институт геофизики УрО РАН. Екатеринбург, 2006.

Пономарев В. Н., Бахвалов А. Н. Теория интерпретации внутреннего магнитного поля для тел эллипсоидной формы // Тр. Института геофизики УФАН СССР. Свердловск, 1965. Вып. 4. С. 111–124.

Пономарев В.Н., Авдонин А.Н. Руководство по скважинной магниторазведке и магнитному каротажу. Свердловск: Изд-во Мингео РСФСР, 1966. 187 с.

УДК 550.837

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ КОРОТКОПЕРИОДИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ТЕРРИТОРИИ УРАЛА

Вишнев В.С., Астафьев П.Ф., Арзамасцев Е.В., Сарвартинов А.И., Сурина О.В. – Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Аннотация. Приведены результаты камеральной обработки данных измерения короткопериодических колебаний естественного электромагнитного поля Земли, полученных в ряде пунктов Уральского региона. Установлено, что нормированная амплитуда вертикальной составляющей геомагнитных вариаций при одной и той же частоте и полярности горизонтальных составляющих в зависимости от поляризации и наличия геологических неоднородностей может быть в одном и том же месте положительной и отрицательной величиной. При использовании профильных распределений этой величины в геофизической разведке необходимо учитывать ее арифметический знак и поляризацию.

Геомагнитные вариации, вертикальная составляющая, аномалия, поле, поляризация.

OBSERVATION RESULTS OF THE VERTICAL COMPONENT OF THE SHORT-PERIOD GEOMAGNETIC FIELD OSCILLATIONS IN THE URALS

Vishnev V.S., Astafjev P.F., Arzamascev E.V., Sarvartinov A.I., Surina O.V. – Institute of Geophysics, UB RAS, Yekaterinburg

Abstract. The results of measurement data processing of the short-period oscillations of natural Earth's field obtained at various points of the Ural region are presented. It found that the normalized amplitude of the vertical component of geomagnetic variations with the same horizontal components polarity may be positive and negative in various time segments. When using the profile distributions of this magnitude in the geophysical exploration is necessary to consider its arithmetic sign and polarization.

Geomagnetic variations, vertical component, anomaly, field, polarization.

Введение

Короткопериодические колебания геомагнитного поля (КПК) представляют собой одно из самых частых и характерных его проявлений. Они наблюдаются и в магнитно-спокойные, и в возмущенные дни, имея похожую на синусоиду форму. Их амплитуды изменяются от долей (в зависимости от периода и широты местности) до единиц, десятков и даже сотен нанотесла, а длительность – от 0,2 до 600 и более секунд (Пудовкин и др., 1976). Благодаря чему эти вариации привлекают внимание не только как интересное и часто наблюдаемое природное явление, но и как источник весьма содержательной геологической информации (Бердичевский, 1968; Рокитянский, 1972).

Анализу КПК посвящена обширная литература. Однако работы по особенностям распределения их вертикальной составляющей, в частности на территории Урала, практически отсутствуют.

В статье выясняется, как влияют на основные характеристики КПК геоэлектрические неоднородности земной коры региона. Ее результаты могут быть использованы при геофизических исследованиях методами МТП, МТЗ.

Методика полевых наблюдений и обработки полученных данных

Для регистрации геомагнитных вариаций применялись (в разные годы) аналоговые и цифровые, серийно выпускаемые магнитотеллурические станции. Измерения в ряде случаев производились синхронно двумя (максимум тремя) комплектами идентичной аппаратуры, один из которых все время продолжения отдельного эксперимента был стационарным (долговременным, контрольным, базисным), остальные разворачивались, по мере отработки, на рядовых пунктах наблюдения. Регистрировались три магнитных (H_x, H_y, H_z) и

две электрических (E_x, E_y) составляющих поля в прямоугольной системе координат (ось x – на магнитный север, y – на восток, z – вертикально вниз). Наблюдения велись преимущественно по широтным пересечениям Урала, в частности по профилям ГСЗ (глубинных сейсмических зондирований), а также в точках Уральского эксперимента по геофизическому применению магнитогидродинамического (МГД) генератора.

При обработке полевых материалов на цифровых или аналоговых записях вариаций соответствующего рядового (р) и долговременного (д) пунктов находились (используя метки таймеров станций) импульсы $E_{xд}$, $E_{yд}$, $H_{xд}$, $H_{yд}$, $H_{zд}$, $E_{xр}$, $E_{yр}$, $H_{xр}$, $H_{yр}$, $H_{zр}$, возникшие в одно и то же время, снимались их амплитуды (А), периоды (Т) и сдвиги фаз (ΔФ). За нулевую фазу принималась линия экстремального значения импульса H_y (в одних случаях базисного, в других – того же рядового пункта). Корреляции подлежали только те из них, сдвиги фаз которых были меньше плюс (больше минус) 180 градусов.

Полученные величины заносились в соответствующий журнал и преобразовывались в графические приложения.

Результаты наблюдений и их анализ

Часть данных обработки осциллографических записей КПК представлена в таблице и на рис. 1–3. Рассматривая их, видим, что полярность и интенсивность H_z зависят не только от местоположения пункта наблюдения и частоты вариации, но и от поляризации естественного поля (например, импульс 4 и импульс 10 на точке Арти). Согласно теоретическим представлениям, в используемой системе координат в случае горизонтально-однородного геоэлектрического разреза пары E_x и H_y должны быть одного и того же, E_y и H_x – противоположного друг другу знака, сдвиги фаз взаимно перпендикулярных электрических и магнитных составляющих находиться в интервале -90–0 градусов, а H_z – отсутствовать. В реальности (см. таблицу), если первые две закономерности, как правило, выдерживаются, то амплитуды H_z при прохождении всех вариаций в условиях сложно-построенного фундамента коренных пород Уральского региона практически всегда не равны нулю. Причем их знак иногда совпадает со знаком H_x, иногда – со знаком H_y (рис. 1), и возможны случаи, когда импульсы H_x и H_y одной полярности сопровождаются импульсами H_z или той же – или обратной полярности (рис. 2). Это, очевидно, происходит из-за того, что при разной поляризации (под которой понимается преимущественное направление вектора E (или H) на дневной поверхности) превалирующие вклады в амплитуды H_z вносят не одни и те же, а различные геоэлектрические (или различные части геоэлектрической) неоднородности.

Следовательно, измеряя H_z-составляющую КПК на каком-либо участке местности при разной поляризации геомагнитных вариаций, можно выделять аномальные эффекты от различных геологических объектов. Но для этого при построении профильных или площадных распределений H_z надо производить селекцию вариаций не только по частоте, но и по их поляризации. Отбор соответствующих колебаний H_z должен, вероятно, вестись с помощью каких-то особенностей в поведении горизонтальных составляющих, вызываемых теми же неоднородностями геологического разреза, которые ответственны и за возникновение амплитуд H_z.

Однако четкие критерии, указывающие на условия возникновения H_z-составляющей того или иного знака, из приведенной и более широкой таблицы, имеющейся у авторов, не просматриваются, так как базисные пункты при производстве этих работ были далеко от рядовых, то есть располагались в другой геологической обстановке. Действительно, амплитудные отношения и сдвиги фаз электрических и горизонтальных магнитных составляющих колебаний поля примерно одной частоты при наличии противоположных по знаку импульсов H_z бывают в равной степени очень разными и довольно близкими по величине, как на рядовом, так и на базисном пункте. А при построении полярных магнитных диаграмм, используемых в ме-

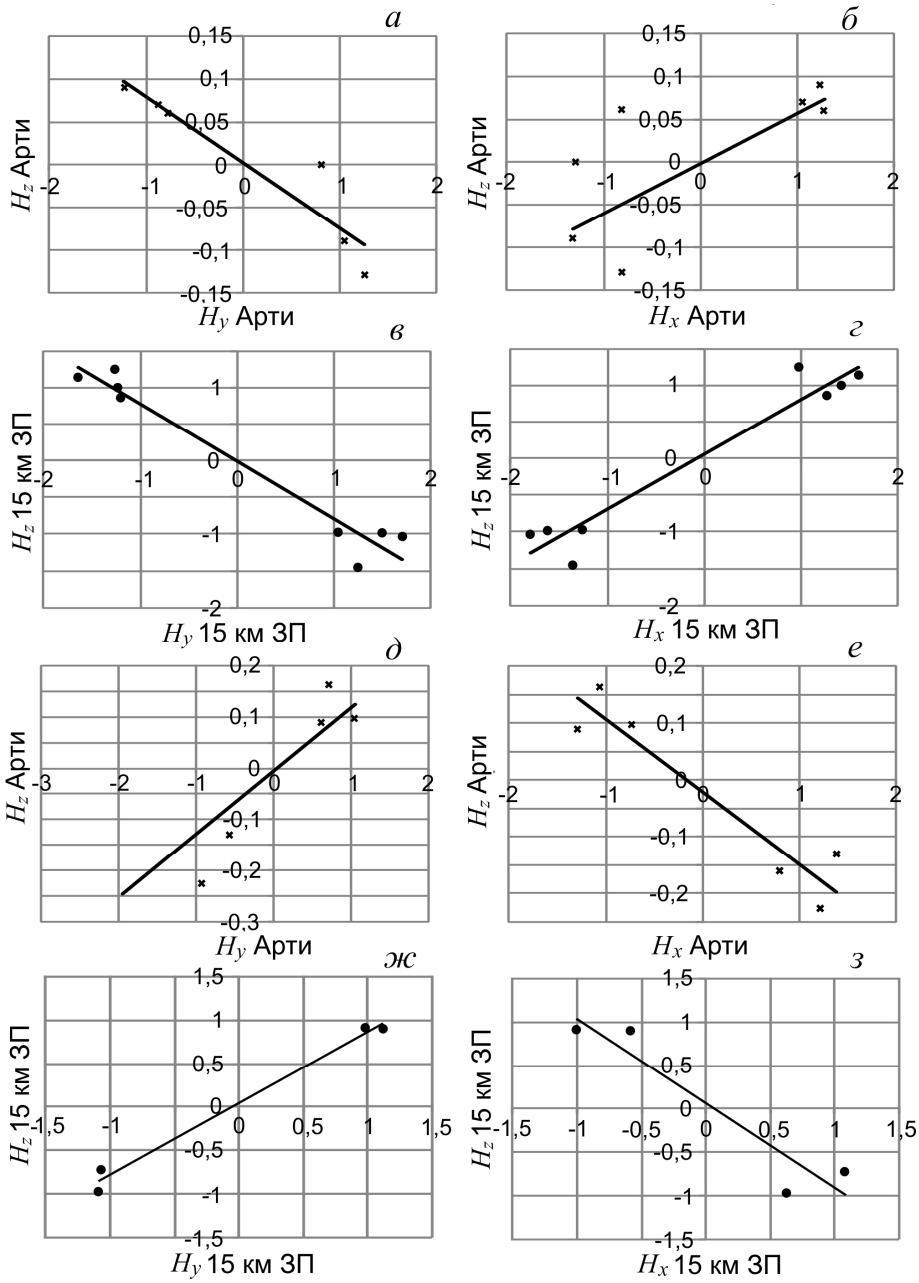


Рис. 1. Графики функций $H_z(H_i)$ при различной поляризации первичной части естественного поля:
а, *б*, *в*, *г* – полярности импульсов H_z и H_x одного, H_y – противоположного знака;
д, *е*, *ж*, *з* – полярности импульсов H_z и H_y одного, H_x – противоположного знака

тодах магнитовариационного профилирования и зондирования (Бердичевский, Дмитриев, 2009), знаки исходных величин из-за осреднения теряются, и выделение аномалий проводимости горных пород по профильным и площадным распределениям H_z становится проблематичным.

Сложность выработки упомянутых критериев объясняется, очевидно, тем, что в формировании отличительных особенностей горизонтальных электрических и магнитны составляющих КПК больший вклад вносят неоднородности, находящиеся непосредственно под пунктом наблюдения и вблизи него, а в формирование же H_z-неоднородности, находящиеся в стороне от него.

Выявлять эти критерии, по-видимому, надо по материалам синхронных наблюдений КПК, производимым одновременно в 2–3 специальным образом расположенных пунктах. Однако такие работы на Урале не проводились.

Таблица. Результаты обработки данных измерения естественного электромагнитного поля Земли

Поле / Пункт	E_x		E_y		H_x		H_y		H_z		Отношения амплитуд				Период (Т), с
	А мВ/км	ΔФ град.	А мВ/км	ΔФ град.	А нТл	ΔФ град.	А нТл	ΔФ град.	А нТл	ΔФ град.	E_x/E_y	H_y/H_x	H_z/H_x	H_z/H_y	
15 км ЗП	+81,7	-43	+62,5	+44	-1,80	+120	+1,71	0	-1,03	+115	+1,31	-0,95	+0,60	-0,60	12
Арти	+8,80	-22	+5,8	+57	-0,81	+113	+1,26	0	-0,13	+38	+1,52	-1,56	+0,16	-0,10	
15 км ЗП	-82,5	-33	-80,3	+30	+1,60	+105	-1,64	0	+1,15	+107	+1,03	-1,02	+0,72	-0,70	11
Арти	-8,90	-22	-10,8	+76	+1,24	+113	-1,23	0	+0,09	+64	+0,82	-0,99	+0,07	-0,07	
15 км ЗП	+79,0	-25	+85,7	+12	-1,62	+75	+1,50	0	-0,93	+105	+0,92	-0,93	+0,57	-0,62	12
Арти	+8,20	-40	+12,5	+60	-1,32	+113	+1,05	0	-0,09	+33	+0,66	-0,76	+0,07	-0,09	
Григорьевка	-104	-48	-153	-45	+2,46	0	-2,05	0	-1,20	-55	+0,23	-0,83	-0,49	+0,58	37
Арти	-13,1	-39	-11,6	-46	+2,15	+10	-1,78	0	-0,64	-13	+1,13	-0,83	-0,30	+0,35	
Григорьевка	+85,5	-32	+132	-33	-2,05	+26	+1,45	0	+1,07	-24	+0,65	-0,71	-0,52	+0,74+	38
Арти	+12,3	-40	+10,0	-17	-1,87	+41	+1,32	0	+1,23	0	+0,58	-0,70	-0,43	0,61	
Григорьевка	+55,0	-45	+68,8	-46	-1,13	+3	+0,53	0	+0,54	-30	+0,80	-0,47	-0,48	+1,02	13
Арти	+5,5	-35	+12,6	-21	-1,36	+54	+0,57	0	+0,19	0	+0,44	-0,42	-0,14	+0,33	
Григорьевка	-33,8	-77	-68,8	-77	+0,45	-18	-1,23	0	-0,33	-53	+0,49	-2,73	-0,73	+0,27	12
Арти	-9,3	-45	-5,4	-70	+0,46	0	-1,09	0	-0,24	0	+1,72	-2,36	-0,52	+0,22	
Башмаковка	-18,5	-70	+8,3	-46	-1,78	0	-2,73	0	+0,47	+29	-2,23	+1,58	-0,26	-0,17	47
Арти	-5,2	-26	+6,2	-32	-1,34	-7	-1,56	0	+0,19	-23	-0,84	+1,16	-0,14	-0,12	
Башмаковка	+21,5	-50	-9,4	-44	+1,84	-5	+2,51	0	-0,47	+64	-2,29	+1,36	-0,26	-0,22	43
Арти	+7,2	-39	-7,8	-54	+1,50	-13	+1,50	0	-0,14	-46	-0,92	+1,00	-0,09	-0,13	
Башмаковка	-20,0	-65	+8,5	-52	-1,47	-24	-2,12	0	+0,54	+64	-2,35	+1,44	-0,37	-0,19	37
Арти	-6,8	-26	+7,2	-73	-1,27	-36	-1,25	0	+0,19	-87	-0,94	+0,98	-0,15	-0,15	
Половинка	+15,3	-61	-15,4	-54	+0,51	0	+1,09	0	+0,26	-60	-0,99	+2,14	+0,51	+0,24	28
Арти	+6,9	-58	-4,0	0	+0,68	+19	+0,86	0	+0,07	-41	-1,72	+1,26	+0,10	+0,08	

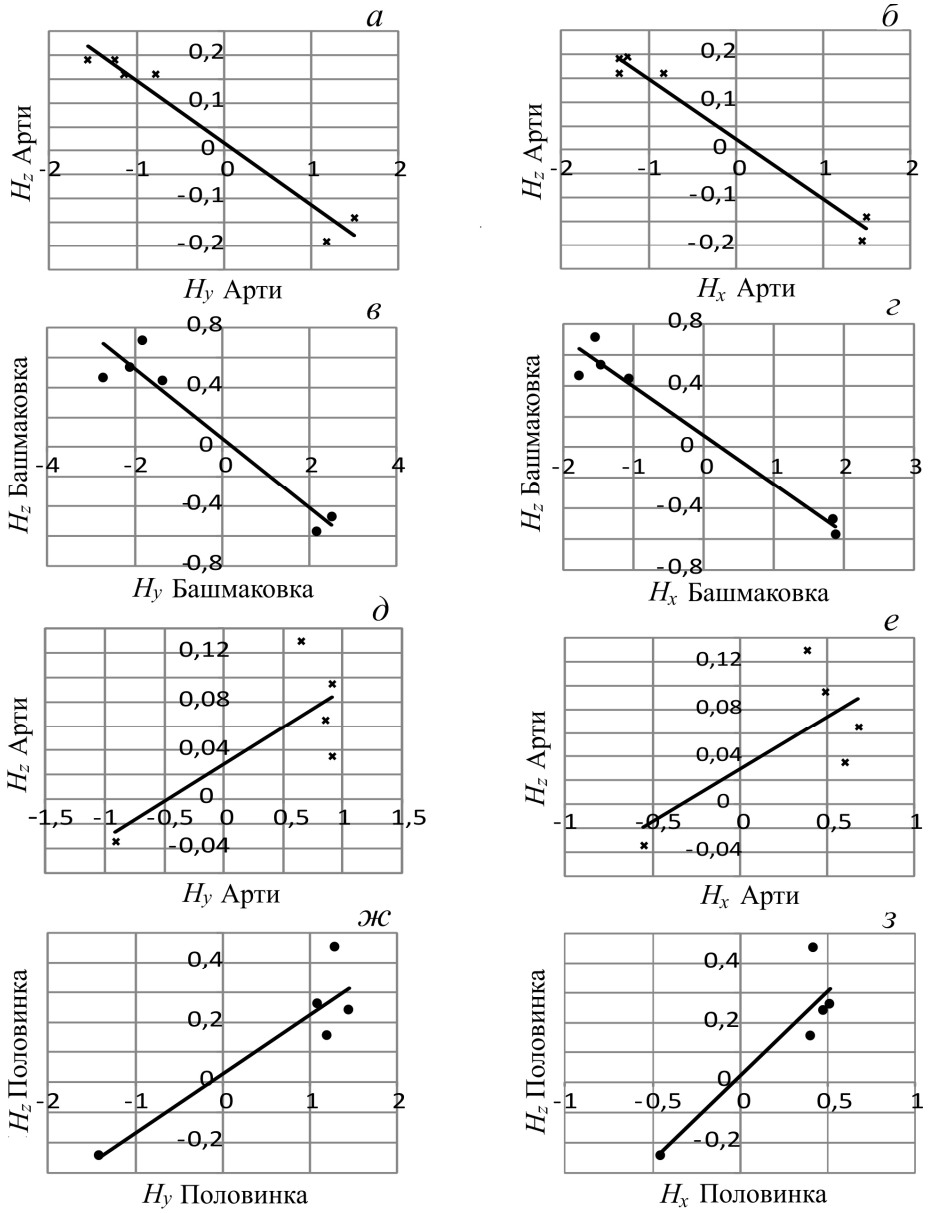


Рис. 2. Графики функций $H_z(H_i)$ при различной поляризации первичной части естественного поля:
а, *б*, *в*, *г* – полярности импульсов H_y и H_x одного, H_z – противоположного знака;
д, *е*, *ж*, *з* – полярности импульсов H_z, H_y и H_x одного и того же знака

Тем не менее, использовать H_z-составляющую геомагнитных вариаций можно и в отсутствии упомянутых критериев, производя, например, одноразовые измерения на всем исследуемом участке полевых работ, что связано с эксплуатацией огромного количества идентичной измерительной аппаратуры, но не требует нормировки, или, выбирая только *E*-поляризованные импульсы.

При этом отношения H_z к амплитудам горизонтальных магнитных составляющих, измеренным в базисном или том же рядовом пункте, отличаются в среднем не на много (рис. 3), так как величины H_x и H_y поля КПК от наличия локальных неоднородностей геоэлектрического разреза зависят (по сравнению с величинами E_x, E_y) незначительно.

Пример практического использования составляющей H_z *E*-поляризованных импульсов геомагнитных вариаций приведен в работе (Вишнев и др., 2016). Там ее разведочные перспективы показаны, на наш взгляд, довольно убедительно.

Однако оба перечисленные случаи применения H_z для изучения геоэлектрических неоднородностей имеют свои сущест-

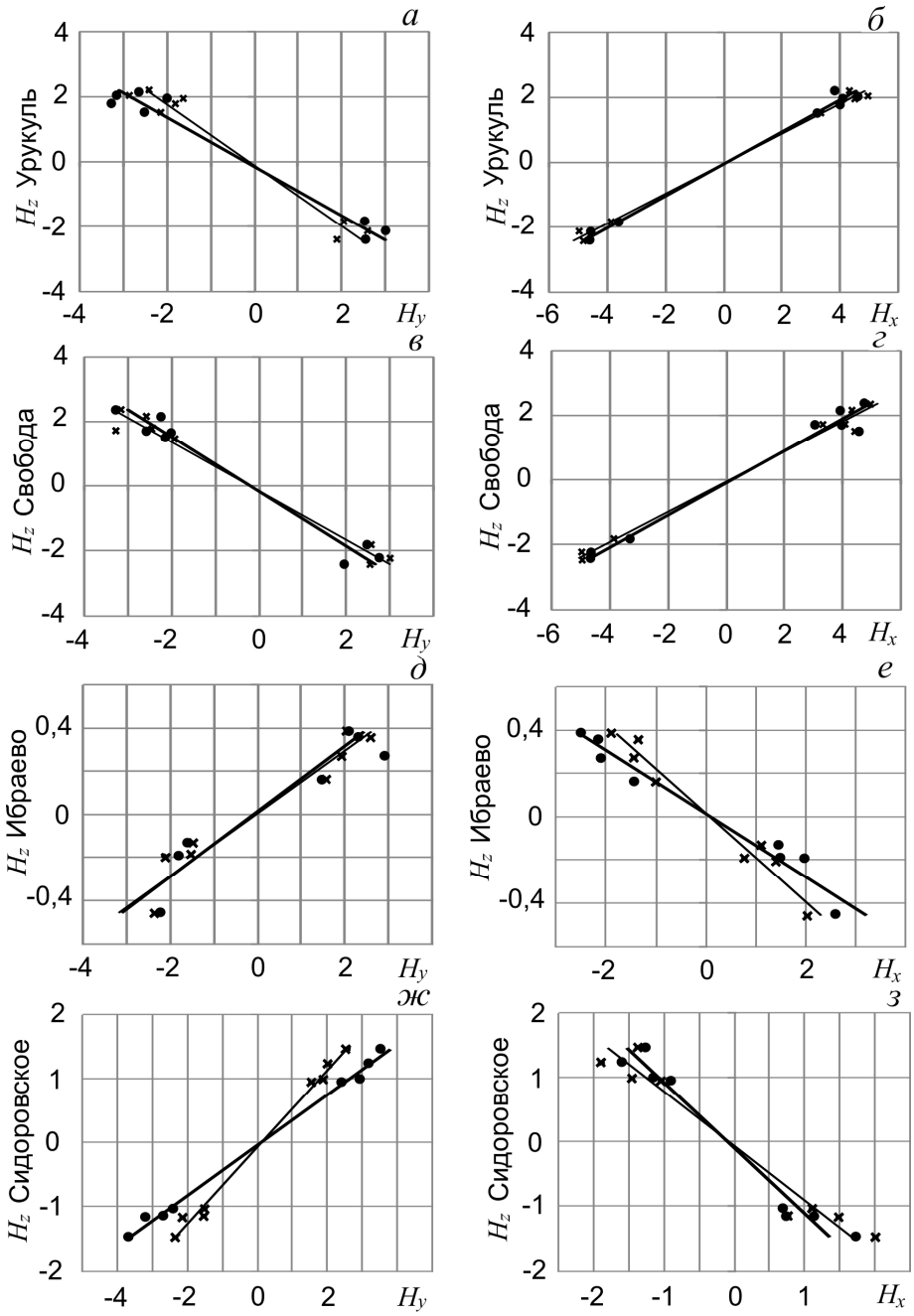


Рис. 3. Пример определения нормированных амплитуд H_z-составляющей геомагнитных вариаций:
тонкие линии – график функции $H_{zр}(H_{iд})$, толстые линии – график функции $H_{zр}(H_{iр})$. $i = x, y$;
крестики – исходные значения $H_{zр}(H_{iд})$, точки – исходные значения $H_{zр}(H_{iр})$,
р – рядовой, д – долговременный (базисный) пункт наблюдения;
а, *б*, *в*, *г* – Средний Урал (базисный пункт – обсерватория Арти;
д, *е*, ж, *з* – Южный Урал (базисный пункт – точка Сергеевка)

венные недостатки. Реализация первого из них проблематична из-за необходимости сосредоточения в одном геофизическом исследовании большого количества идентичных электроразведочных станций. Во втором – теряется возможность использования импульсов различной поляризации естественного поля, и информативные свойства этой компоненты реализуются только частично.

Заключение

Из приведенных данных вытекает:

1. Под воздействием геоэлектрических неоднородностей изменяются как амплитудные, так и фазовые характеристики всех составляющих короткопериодических

колебаний естественного поля. Однако амплитуды E_x, E_y искажаются сильнее, чем амплитуды H_x, H_y, стимулируя тем самым возникновение импульсов H_z.

2. Сдвиги фаз H_z и E_x, H_z и E_y, H_z и H_x, H_z и H_y, а также отношения амплитуд H_z к H_x, H_z к H_y, могут быть на одном и том же пункте местности (в зависимости от поляризации поля) и положительными и отрицательными. Это, очевидно, происходит из-за того, что при разной поляризации превалирующие вклады в амплитуды H_z вносят не одни и те же, а различные геоэлектрические (или различные части геоэлектрической) неоднородности.

Следовательно, изучая профильные или площадные распределения отношений H_z/H_x, H_z/H_y, построенные по импульсам сначала одной, затем другой, третьей и так далее поляризации, можно, вероятно, повысить детальность расчленения геоэлектрического разреза магнитовариационных методов. Но для реализации данной возможности необходимо разработать критерии разграничения КПК естественного поля по его поляризации.

Работа выполнена (*частично*) *при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7 (№ 15-18-5-54).*

Литература

Бердичевский М.Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М.: Недра, 1968. 255 с.

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Новый мир, 2009. 677 с.

Вишнев В.С., Дьяконова А.Г., Астафьев П.Ф., Сурина О.В. Об одной особенности вертикальной составляющей геомагнитных вариаций и перспективе ее использования в электроразведке // Уральский геофизический вестник. 2016. № 1. С. 29–34.

Пудовкин М.И., Распопов О.М., Клейменова Р.Г. Возмущения электромагнитного поля Земли. Часть II. Короткопериодические колебания геомагнитного поля. Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1976. 271 с.

Рокитянский И.И. Геофизические методы магнитовариационного зондирования и профилирования. Киев: Наук. Думка, 1972. 226 с.

УДК 550.361:551.583

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ ТЕПЛОВОГО РЕЖИМА В ОСНОВАНИЯХ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ЩИТОВ. Ч. I. ЛАВРЕНТИЙСКИЙ ЩИТ

Демежко Д.Ю. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Проведен статистический анализ геотермических оценок температур земной поверхности, охватывающих последний цикл ледниковой истории на территории Канады. В позднем плейстоцене (65–12 тыс. л.н.) эта территория была занята Лаврентийским ледниковым щитом. Показано, что основным фактором, определяющим температуры в основании ледника, является широтное распределение среднегодовой инсоляции. Зависимость между температурой и тепловым потоком, вероятно, обусловлена недостатками методик реконструкции. Не обнаружено зависимости температур в основании ледника от его высоты.

Геотермия, реконструкция палеоклимата, Лаврентийский ледниковый щит, температура в основании ледника, тепловой поток, инсоляция.

GEOTHERMAL ESTIMATES OF THERMAL REGIME AT THE BASE OF THE LATE PLEISTOCENE ICE SHEETS. PART I. LAURENTIDE ICE SHEET

Demezhko D.Yu. – Institute of Geophysics UB RAS, Yekaterinburg

Abstract. We performed a statistical analysis of the ground surface temperature geothermal estimates for the last glacial cycle in Canada. During the Late Pleistocene (65–12 kyr BP) this area was covered by the Laurentide Ice Sheet. It is shown that the main factor determining the temperature at the base of the glacier, is a latitudinal distribution of mean annual insolation. The relationship between temperature and heat flow is likely due to the lack of reconstruction techniques. It was not found a relation between the basal temperature the glacier height.

Geothermics, paleoclimate reconstruction, Laurentide ice sheet, basal temperatures, heat flow, insolation.

Введение

Ближайший к нам цикл ледниковой истории, включающий эпоху последнего оледенения плейстоцена (100–11 тыс. л.н.) и современное межледниковье (голоцен), является своеобразным полигоном для климатических исследований. Выявление механизмов формирования, динамики и распада главных ледниковых покровов того времени: Лаврентийского щита в Северной Америке и Скандинавского в Европе – дает ключ к пониманию глобальных климатических изменений прошлого и более надежных предсказаний будущих.

Особый интерес представляет температурный режим в основании ледниковых щитов. Наряду с толщиной ледникового покрова, возвышением его верхней границы и рельефом основания температурный режим является главным параметром, контролирующим динамику ледника и его объем (Marshall and Clark, 2002; Hughes, 2009).

До настоящего времени в традиционной палеоклиматологии (палеогеографии, палеогляциологии) не разработано методов косвенной (proxy) оценки температур и тепловых потоков в основании ледниковых щитов прошлого. Эти характеристики оцениваются либо по аналогии с современными ледниковыми щитами – Антарктическим и Гренландским, либо – на основе математического моделирования путем задания теплового режима на верхней границе (например, Memorial University of Newfoundland glacial systems model – Tarasov, Peltier, 1999). Ограниченность таких подходов очевидна: аналогии дают лишь самое общее представление о тепловом режиме, а оценки, получаемые при моделировании, являются выходными параметрами модели и сами не могут быть исполь-

зованы для математического моделирования. Существующие модели динамики ледников испытывают явный недостаток прямых данных о тепловом режиме в их основании (Pickler et al., 2016), без которых они довольно плохо воспроизводят современные распределения температур горных пород с глубиной (Rath et al., 2013).

Между тем, именно экспериментальные данные – скважинные геотермограммы – не только предоставляют информацию о тепловом состоянии современных ледников, но и могут служить основой для реконструкции теплового режима ледникового основания в прошлом. Геотермические оценки температурной истории земной поверхности, охватывающие интересующий нас период, были сделаны в работах (Kukkonen, Safanda, 1996; Rajver et al., 1998; Mareschal et al., 1999; Demezhko, Shchapov, 2001; Kukkonen, Joeleht, 2003; Rolandone et al., 2003; Safanda et. al., 2004; Demezhko et. al., 2007; Majorowicz, Safanda, 2008; 2015; Chouinard, Mareschal, 2009; Mottaghy et al., 2010; Golovanova et al., 2012; Majorowicz et al. 2012; Demezhko et. al., 2013).

Нами было предложено расширить интерпретационное поле длительных геотермических реконструкций палеоклимата, дополнив их другой важной характеристикой – аномальным тепловым потоком через земную поверхность (SHF – surface heat flux) (Demezhko et. al., 2013; Демежко, Горностаева, 2014а; 2014б; 2015; Demezhko, Gornostaeva, 2015). Будучи энергетическим выражением климатических изменений, тепловой поток (в отличие от температуры) может быть непосредственно сопоставлен с другими энергетическими характеристиками (инсоляцией, солнечной радиацией, парниковым эффектом). Для оценки изменений теплового потока был разработан алгоритм трансформации температурной истории в тепловую (Горностаева, 2014; Demezhko, Gornostaeva, 2015). Впервые получены длительные реконструкции изменений климатически обусловленного теплового потока через земную поверхность для района Онежского озера в Карелии (Demezhko et. al., 2013) и Среднего Урала (Демежко, Горностаева, 2014а; 2014б; Demezhko, Gornostaeva, 2015). Отмечалось, что изменения теплового потока и температуры существенно различаются между собой. Некоторые различия в характере изменений потока были найдены и в реконструкциях для двух районов – находившейся под Скандинавским щитом Карелии и свободного от ледника Урала. Идея сопоставления длительных реконструкций теплового потока в районах, занятых позднеплейстоценовыми ледниками и свободных от них, была подсказана проф. Ж.-К. Марешалем (Universite du Quebec a Montreal, Canada) в рамках обсуждения нашей статьи в журнале «Climate of the Past Discussion» (Mareschal, 2014).

Настоящая статья описывает первую часть исследования позднеплейстоценовых ледниковых щитов. В ней сделан обзор ранее опубликованных геотермических оценок температуры в основании Лаврентийского ледникового щита, проведен корреляционный анализ факторов пространственной изменчивости этих оценок, определены методические причины некоторых корреляций.

Исходные данные

Лаврентийский ледниковый щит являлся частью комплекса ледниковых щитов, покрывавших территорию Канады и север США в висконсине (65–12 тыс. л.н.) и включавших Лаврентийский, Кордильерский и Иннуитский щиты (Dyke et al., 2002; Stokes et al., 2012) – рис. 1. Лаврентийский ледник занимал весь Канадский кристаллический щит и распространялся от него на юг и запад – на Внутренние равнины. Его дегляциация началась ~19 тыс. л.н. (16 ^{14}C тыс. л.н.) и закончилась ~8 тыс. л.н. (Dyke, 2004).

Разными авторами здесь были изучены 15 глубоких скважин, по термограммам которых были проведены реконструкции температурной истории земной поверхности (см. рис. 1, табл. 1). Все скважины, кроме Hunt Well, расположены в пределах докембрийского складчатого фундамента –

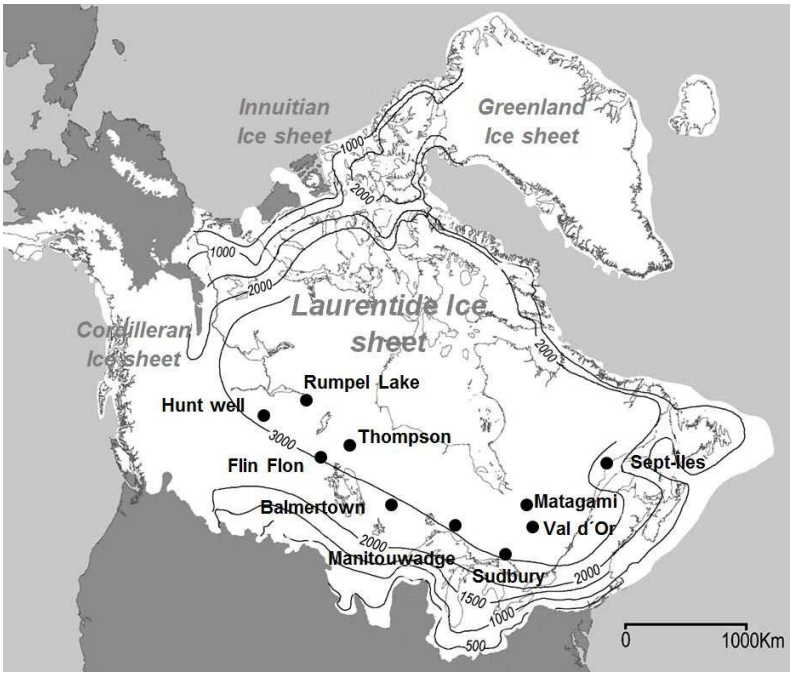


Рис. 1. Распространение ледниковых покровов Северной Америки и их мощность в максимуме последнего оледенения ~20 тыс. л.н. (Dyke et al., 2002).
Черными кружками обозначены изученные скважины (группы скважин) – см. табл. 1

Канадского щита. Скважина Hunt Well пробурена в восточном крыле Западно-Канадского осадочного бассейна и сверху вскрывает 500 м осадочных пород. В табл. 1 приведены характеристики температурного режима в основании Лаврентийского ледникового щита, полученные с помощью геотермических реконструкций по данным термометрии.

Одно из первых исследований влияния климата на современное распределение температуры и оценку теплового потока в Канаде приведено в работе (Sass et al., 1971). Измерив температуры в глубокой (2865 м) скважине в районе Flin Flon (Манитоба) и решая прямую задачу, авторы пришли к выводу, что температура земной поверхности в течение позднего плейстоцена была примерно на 3,5 К ниже современной, а в максимуме оледенения (~20 тыс. л.н.) не опускалась более чем на 5 К ниже современной. Позже J.-C. Mareschal с коллегами (1999) исследовали геотермические данные по скважине Sept-Îles (Квебек). Применив инверсионный алгоритм Монте-Карло (Dahl-Jensen et al., 1998), они реконструировали температурную историю земной поверхности за последние 100 тыс. лет, показавшую, что температура позднего плейстоцена T_0 была ниже современной на 6 К, а в максимуме оледенения – на 10 К (см. табл. 1). Уже эти первые работы обнаружили значительные различия в температурном режиме центральных и восточных районов Канады, в дальнейшем подтвержденные исследованиями (Rolandone et al., 2003; Chouinard and Mareschal, 2009; Pickler et al., 2016). Более того, значительные различия в оценках температуры в максимуме оледенения обнаруживались даже в пределах сравнительно небольших районов (например, Sudbury, Сев. Онтарио – см. рис. 1 и табл. 1). Авторы объясняют высокую пространственную изменчивость оценок сложным тепловым режимом в основании Лаврентийского ледника, практически везде находящегося при температуре, близкой к температуре плавления[1]. Majorowicz et al. (2012) дополнили существующую выборку оценок данными по скважине Hunt Well. Применив простейший алгоритм (SST – Single Step Method), они оценили температуру в основании юго-западной части Лаврентийского ледника в -4,4 °C. В (Majorowicz, 2012) оценка по этой скважине

[1]При высоте ледника 2 км давление в его основании составит ~18 МПа, а температура плавления (в соответствии с фазовой диаграммой льда (http://www.heartofavalonia.org/properties-ice.html) – 1,5 °C, при высоте 3 км – соответственно 27 МПа и -2,6 °C.

Таблица 1. Исследованные скважины и геотермические реконструкции характеристик температурного режима в основании Лаврентийского ледникового щита

Скважина (район)	Координаты	Глубина, м	T_0, °C	q_0, мВт/м^2	T_{min}, °C	t_{min}, тыс. л.н.	Метод	Ссылка
Flin Flon	54°43' с.ш. 102°00' з.д.	3196	3,8 3,7 3,4	38,7 42	-0,25 0,2 0,2	10–20 10–20 9–18	SVD SVD SVD	5 1 6
Pipe Mine (Thompson)	55°29' с.ш. 98°08' з.д.	1610	0,7 0,7 2,4	51,8 51	0,27 0,0 0,3	0,15–0,2 2–4 6–15	SVD SVD SVD	5 1 6
Owl (Thompson)	55°40' с.ш. 97°52' з.д.	1568	-0,3	54,9	-2,36	5–7,5	SVD	5
Balmertown	51°02' с.ш. 93°43' з.д.	1724	2,6 2,5 3,5	33 35	1,65 2,0 2,0	5–7,5 4–7 8–18	SVD SVD SVD	5 1 6
Manitouwadge - 0610	49°09' с.ш. 85°44' з.д.	2064	2,3 2,3	35,6	0,95 1,1	10–20 15–30	SVD SVD	5 1
Manitouwadge - 0611	49°10' с.ш. 85°47' з.д.	2279	1,7	–	-2,83	20–30	SVD	5
Victor Mine (Sudbury)	46°40' с.ш. 80°49' з.д.	2060	4,5	42,1	3,00	10–30	SVD	5
Falconbridge (Sudbury)	46°39' с.ш. 80°47' з.д.	2122	3,1 2,7	45,7	-0,2 -0,2	20–30 20–50	SVD SVD	5 1
Lockerby (Sudbury)	46°26' с.ш. 81°19' з.д.	2207	4,1 3,5	57,7	2,84 -1,6	10–30 20–40	SVD SVD	5 1
Craig Mine (Sudbury)	46°39' с.ш. 81°21' з.д.	2279	3,0	45,2	-3,2	20–30	SVD	5
Val d'Or	48°06' с.ш. 77°31' з.д.	1754	2,9	41,9	0,58	10–20	SVD	5
Matagami	49°42' с.ш. 77°44' з.д.	1579	1,9	47,5	0,34	10–20	SVD	5
Sept-Îles	50°13' с.ш. 66°38' з.д.	1820	2,1 2,1 0–1	34,7 34 37	-1,42 -2,0 -1,2 -5,0	10–20 10–20 20–30 15–30	SVD SVD SVD M-C	5 1 6 4
Hunt Well	56°46' с.ш. 111°33' з.д.	2365	-0,4 -0,4	61 61	-2,5 -3,0	18–30 18–27	FSI UETI	3 7
Rumpel Lake	58°20' с.ш. 106°33' з.д.	~2000			0	20–30	2	2

Примечание. T_0 – многолетняя средняя температура позднего плейстоцена до начала реконструированных климатических изменений; q_0 – геотермический тепловой поток; T_{min} – минимальная реконструированная температура; t_{min} – время наступления температурного минимума.
Метод: SVD – Singular Value Decomposition; M-C – Monte-Carlo; FSI – Functional Space Inversion; UETI – Inversion in Uneven Time Intervals.
Ссылка: 1 – Chouinard and Mareschal, 2009; 2 – Majorowicz, 2012; 3 – Majorowicz and Šafanda, 2015; 4 – Mareschal et al., 1999; 5 – Pickler et al., 2016; 6 – Rolandone et al., 2003; 7 – Демежко и др., 2015

наряду с оценками, полученными другими авторами в центральной и восточной Канаде, была использована в попытке анализа пространственных закономерностей распределения температур ледника. Было выдвинуто предположение о прямой зависимости между высотой ледникового покрова и температурами основания: чем выше ледник – тем выше температуры. Это предположение, правда, было основано лишь на трех оценках и не подкреплено количественными расчетами. Другой вывод работы – возможное существование в основании ледника наряду с участками талого льда участков с температурами ниже точки плавления. Участки мерзлых пород и льда образовывали своеобразные колонны, препятствующие горизонтальному течению ледника. В работах (Majorowicz and Šafanda, 2015; Демежко и др., 2015) были получены более детальные реконструкции по скважине Hunt Well и более высокие оценки температуры в максимуме LGM (от -2,5 до -3 °C).

Наконец, в недавнем исследовании (Pickler et al., 2016) был проанализирован практически весь массив имеющихся геотермических данных Канады (кроме скважин Hunt Well и Rumpel Lake) и сделан вывод о существовании положительной корреляции между тепловым потоком и температурами в основании ледника. Правда, и здесь авторы подкрепили свой вывод сравнением лишь двух оценок: наиболее высоких температур LGM, реконструированных в районе Sudbury (по скважинам Lockerby и Victor Mine), характеризуемом повышенными значениями теплового потока (54 мВт/м^2), и наиболее низких – в Sept-Îles, где и тепловой поток минимален (34 мВт/м^2). Эта закономерность очевидно нарушается реконструкцией по скважине Hunt Well (Majorowicz and Šafanda, 2015; Демежко и др., 2015), где при тепловом потоке > 60 мВт/м^2 температура LGM опускалась до -3 °C. Очевидно, что тепловой поток не является единственным фактором, определяющим температуру основания ледника.

Анализ табл. 1, где впервые обобщены все геотермические оценки, показывает, что оценки температур LGM, возможно, определяются не только описанными выше факторами (тепловым потоком и высотой ледяного покрова), но в значительной степени методом реконструкции (алгоритмом инверсии). Методы FSI (*Functional Space Inversion* – Shen and Beck, 1991) и SVD (*Singular Value Decomposition* – Beltrami and Mareschal, 1992) содержат инструменты подавления амплитуды изменений реконструируемых палеотемператур. В методе FSI амплитуда зависит от априорно заданной погрешности оценки теплопроводности пород (SD). Чем выше эта погрешность, тем большая свобода предоставляется инверсионной программе «объяснять» наблюдаемую в скважине температурную аномалию вариациями теплопроводности, а не палеоклиматом. В методе SVD таким инструментом подавления амплитуды является параметр отсечения (cut-off value), оставляющий в итоговой реконструкции лишь те компоненты, которые обеспечивают наибольший вклад в температурную аномалию. В простейшем методе единственного скачка температуры SST (Single Step Method – Lachenbruch and Marshall, 1986), а также в методах M-C (Monte-Carlo – Dahl-Jensen et al., 1998) и UETI (Inversion in Uneven Time Intervals – Demezhko and Shchapov, 2001) механизмы подавления амплитуды не задействованы, поэтому они реконструируют наибольший размах палеотемпературных колебаний. Впрочем, когда механизмы подавления шумов в FSI и SVD не задействованы, все алгоритмы дают близкие значения. Например, при интерпретации термограммы Hunt Well методы FSI (с минимальным значением SD = = 0,02) и UETI реконструировали минимальные температуры LGM соответственно -2,5 и -3 °C (см. табл. 1).

Корреляционный анализ

Мы оценили возможные причины пространственной изменчивости характеристик (T_0 и T_{min}) плейстоценовой температурной истории с помощью простейшей статистической процедуры – корреляционного анализа. Для уменьшения влияния методических факторов на результаты ана-

Таблица 2. Выборка данных корреляционного анализа

Скважина (район)	q_0, мВт/м^2	T_0, °C	T_{min}, °C	ΔT, К	φ, °	h, м
Flin Flon	38,7	3,8	-0,25	4,05	54,7	2000
Thompson (2)	53,35	0,2	-1,045	1,245	55,6	2500
Balmertown	33	2,6	1,65	0,95	51,0	1500
Manitouwadge (2)	35,6	2	-0,94	2,94	49,2	2500
Sudbury (4)	47,7	3,7	0,61	3,07	46,6	1800
Val d'Or	41,9	2,9	0,58	2,32	48,1	2100
Matagami	47,5	1,9	0,34	1,56	49,7	2200
Sept-Îles	34,7	2,1	-1,42	3,52	50,2	800
Hunt Well	61	-0,4	-3	2,6	56,8	1600

Примечание. T_0; q_0; T_{min} – см. примеч. к табл. 1; $\Delta T = T_{min} - T_0$ – температурная аномалия LGM; φ – географическая широта; h – высота ледника в период LGM

лиза в выборке были оставлены лишь данные Pickler et al. (2016), предварительно осредненные по районам Thompson, Manitouwadge и Sudbury (табл. 2), и данные по скважине Hunt Well (Majorowicz and Šafanda, 2015; Демежко и др., 2015). Корреляции рассчитывались как для полной выборки, так и для выборки Pickler et al.

Регрессионные зависимости между температурными оценками, с одной стороны, и тепловым потоком, географической широтой и высотой ледника в период LGM – с другой, представлены на рис. 2, а значения коэффициентов парной линейной корреляции – в табл. 3.

Поскольку объем выборки был весьма ограничен, корреляционные связи по большей части оказались ожидаемо слабыми даже на уровне значимости 0,2. Исключения составляют зависимости для полной выборки: температуры позднего плейстоцена T_0 от теплового потока q_0 и географической широты φ (значимые на уровне 0,10) и зависимости минимальной температуры LGM T_{min} от тех же факторов (значимые на уровне 0,20). Коэффициенты корреляции для аномалии плейстоценовой температуры $\Delta T = T_{min} - T_0$, корреляции с высотой ледника h и все оценки для усеченной выборки Pickler et al. оказались незначимыми.

Примечательно, что корреляции между T_{min} и q_0 отрицательны, что противоречит выводам (Pickler et al., 2016) об утепляющем влиянии теплового потока. Связь становится более тесной для пары T_0 и q_0. К сожалению, это указывает не на какой-то пока неизвестный природный феномен, а на принципиальный недостаток, присущий всем методикам реконструкции температурной

Таблица 3. Коэффициенты парной линейной корреляции R данных, представленных в табл. 2 (там же – обозначения)

Выборка	Степени свободы	Характеристика	R		
			q_0	φ	h
Полная выборка	*7*	T_0	**-0,66**	**-0,64**	-0,09
		T_{min}	**-0,53**	**-0,61**	0,12
		ΔT	0,19	0,06	0,27
Выборка Pickler et al. (2016)	*6*	T_0	-0,38	-0,42	-0,30
		T_{min}	-0,08	-0,35	-0,03
		ΔT	0,31	0,10	0,27

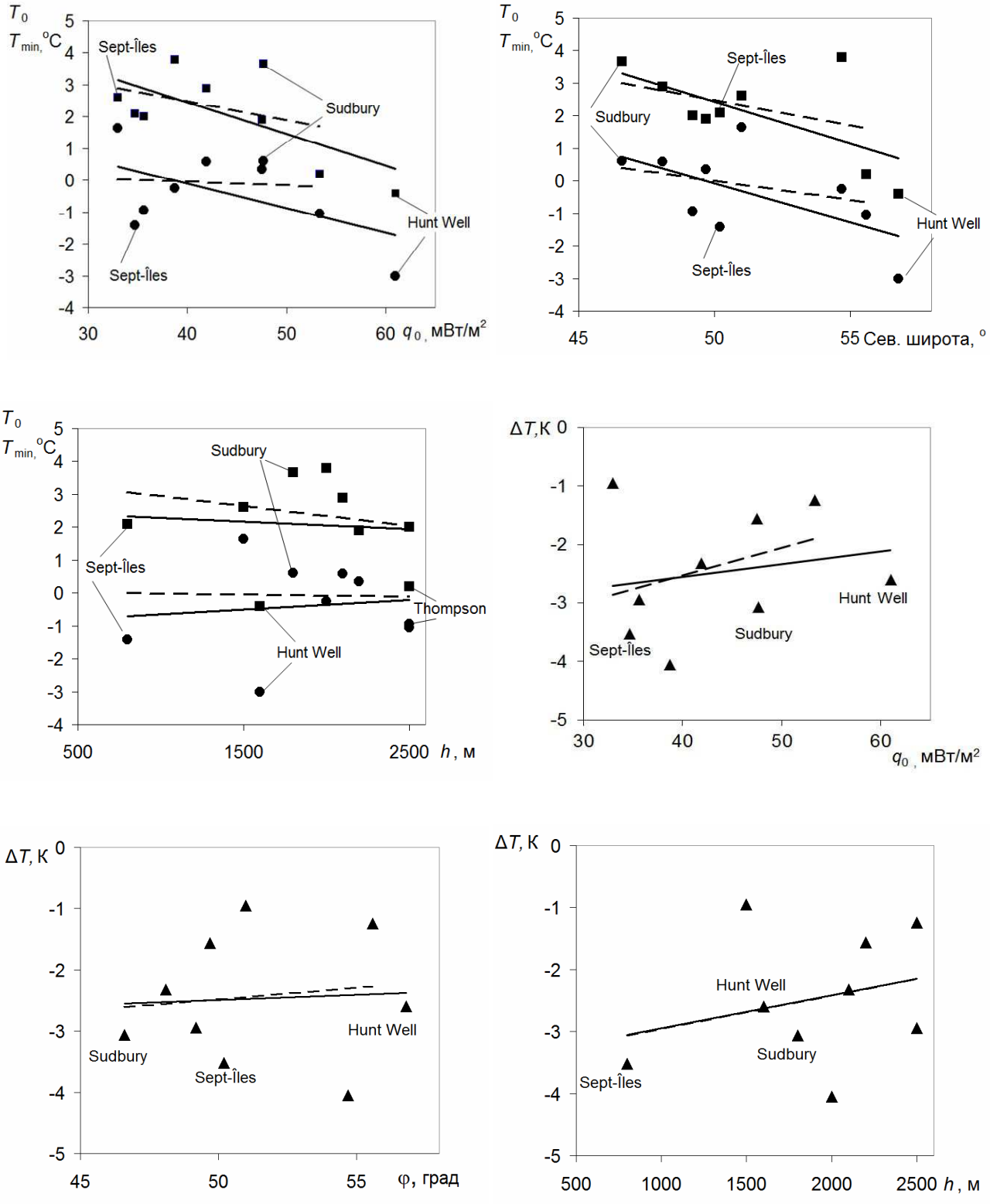


Рис. 2. Корреляционные зависимости температурных оценок T_{min} (кружки), T_0 (квадраты) и ΔT (треугольники) от теплового потока q_0, географической широты расположения скважины φ и высоты ледника h в период LGM.
Регрессионные зависимости обозначены сплошными линиями (полная выборка) и пунктиром (выборка Pickler et al., 2016)

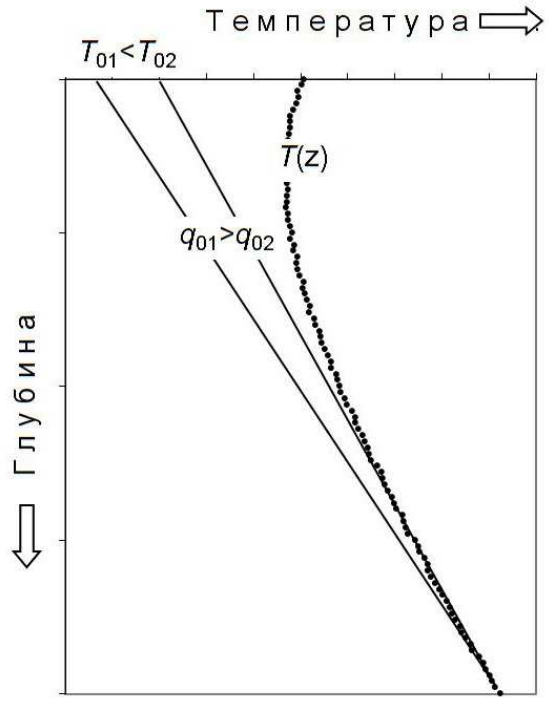


Рис. 3. Пример, иллюстрирующий влияние оценок теплового потока q_0 на оценку многолетней средней температуры позднего плейстоцена T_0

истории земной поверхности. Все три характеристики: T_0, T_{min} и q_0 оцениваются по одной термограмме (рис. 3).

Стационарный геотермический градиент, определяющий и величину q_0, и стационарный (не возмущенный палеоклиматом) температурный профиль, оценивают по нижней части термограммы. Пересечение стационарного профиля с дневной поверхностью дает оценку T_0. Очевидно, что ошибки в оценке стационарного градиента, неизбежные при рассмотрении экспериментальных данных, приводят к ошибкам в оценках T_0 и $q_0 = -\lambda\, dT/dz$. Причем при увеличении оценки q_0 оценка T_0 закономерно уменьшается. Это соотношение, хоть и в меньшей степени, справедливо и для оценки температурного минимума T_{min}, что подтверждают результаты корреляционного анализа.

Еще одна значимая корреляционная связь – между температурными оценками T_0, T_{min} и географической широтой φ – никем ранее не исследовалась. С географической широтой связан внешний климатический фактор – инсоляция Земли. В широтном диапазоне исследуемого района от 46,6 до 56,8° среднегодовая инсоляция уменьшается почти линейно: от 304 до 255 Вт/м^2 (Миланкович, 1939). При отсутствии ледяного покрова среднегодовая инсоляция является одним из главных факторов формирования температурного поля земной поверхности. Поэтому понятна корреляция между температурой позднего плейстоцена T_0, значительную часть которого исследуемый регион был свободен ото льда, и географической широтой. Сложнее объяснить почти такую же корреляцию между температурами в основании ледника T_{min} и φ. Это, конечно, не означает, что ледник никак не влиял на температурный режим собственного основания или что его вовсе не было[2]. Зависимость между T_{min} и φ может свидетельствовать о развитой вертикальной адвекции льда. Этот механизм эффективно обеспечивает трансляцию температурных условий на верхней границе ледника, определяемых широтой, к его основанию (Demezhko et al., 2007). Либо – о том, что высота Лаврентийского ледника и/или продолжительность его существования были не столь значительны, как это принято считать. Ранее мы уже отмечали существенное влияние радиационных факторов на температурный режим под ледниками (Demezhko et al., 2013; Демежко и др., 2015).

Для того чтобы уменьшить влияние географической широты на температурные характеристики, мы рассчитали температурные аномалии позднего плейстоцена $\Delta T = T_{min} - T_0$. Корреляции этой величины со всеми исследуемыми параметрами оказались, однако, незначимыми.

Гипотеза о связи температур ледникового основания с высотой ледникового покрова (Majorowicz, 2012) также не подтвердилась. Здесь могли сыграть свою роль два обстоятельства. Во-первых, реконструкции ледниковой топографии, сделанные различными авторами, сильно отличаются. В нашем анализе были использованы оценки

[2]Существуют и такие экзотические гипотезы, например, см. (Чувардинский, 2012)

h, полученные (Peltier, 2002). Представленная в этой работе карта наиболее детальна. Во-вторых, все исследованные скважины примерно одинаково удалены от края ледникового покрова в период LGM и диапазон оценок высот для них сравнительно невелик.

Итак, статистически значимые коэффициенты парной корреляции были установлены лишь для зависимостей $T_0(q_0)$, $T_0(\varphi)$, $T_{\min}(q_0)$ и $T_{\min}(\varphi)$. Для оценки относительных вкладов q_0 и φ в изменчивость температур был проведен множественный регрессионный анализ. Уравнения множественной линейной регрессии были представлены в виде: T_0, $T_{\min} = \beta_1 \cdot \sigma(q_0) \cdot q_0 + \beta_2 \cdot \sigma(\varphi) \cdot \varphi + k$, где $\sigma(q_0)$, $\sigma(\varphi)$ – среднеквадратические отклонения регрессоров; $\beta_{1,2}$ – стандартизированные, или т.н. бета-коэффициенты (табл. 4). Соотношение вкладов регрессоров в общую изменчивость температур земной поверхности характеризуют отношения β_2/β_1. Как показывают расчеты, географическая широта имеет в 6–10 раз большее влияние на температуры, чем тепловой поток. Причем для зависимости минимальных температур $T_{\min}(q_0, \varphi)$ относительный вклад теплового потока меньше, чем для зависимости $T_0(q_0,\varphi)$. Это обстоятельство лишь подтверждает наведенный (методический) характер связи температур и теплового потока.

Заключение

1. Основание Лаврентийского ледникового щита в период максимума последнего оледенения (LGM), в основном, находилось при температурах выше точки плавления льда (с учетом давления ледника). Многолетнемерзлые породы сохранялись лишь на отдельных участках.

2. Значительная пространственная изменчивость оценок, возможно, лишь отчасти отражает реальную картину. Другая часть ответственности за это лежит на самих методах реконструкции температурной истории земной поверхности. Погрешности в оценке стационарного градиента вызывают закономерные ошибки в определении теплового потока и палеотемператур. Этим можно объяснить и отрицательные корреляции между тепловым потоком, с одной стороны, и температурами плейстоцена – с другой.

3. Отрицательная корреляция температур земной поверхности в минимуме LGM с географической широтой, вероятно, связана с влиянием инсоляции Земли, распространяющимся на только на свободные ото льда территории, но и на регионы, покрытые ледниками.

Во второй части исследования будет проведен анализ геотермических данных по территории, в позднем плейстоцене занятой Скандинавским ледниковым щитом.

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

Литература

Горностаева А.А. Алгоритм расчета теплового потока через земную поверхность по данным об изменениях температуры поверхности // Уральский геофизический вестник. 2014. № 1. С. 37–45.

Демежко Д.Ю., Горностаева А.А. Реконструкция изменений теплового потока через земную поверхность на Урале по геотермическим и метеоданным // Геофизические процессы и биосфера. 2014а. Т. 13. № 4. С. 21–40.

Демежко Д.Ю., Горностаева А.А. Реконструкции долговременных изменений теплового потока через земную поверхность по данным геотермии глубоких скважин // Геология и геофизика. 2014б. Т. 55. № 12. С. 1841–1846.

Демежко Д.Ю., Горностаева А.А., Майорович Я., Шафанда Я. Новый подход к па-

Таблица 4. Параметры множественных линейных регрессий

Зависимость	Коэффициент множественной корреляции R_Σ	β_1	$\sigma(q_0)$	β_2	$\sigma(\varphi)\cdot$	k	β_2/β_1
$T_0(q_0, \varphi)$	0,75	-0,0073	9,43	-0,0467	3,55	13,6	6,4
$T_{\min}(q_0, \varphi)$	0,67	-0,0047	9,43	-0,0507	3,55	10,8	10,7

леоклиматической интерпретации данных термометрии 2,3-км скважины Hunt Well (провинция Альберта, Канада) // Уральский геофизический вестник. 2015. № 2. С. 29–40.

Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата / Пер. с нем. М.; Л.: ГОНТИ, 1939. 256 с.

Чувардинский В.Г. Четвертичный период. Новая геологическая концепция. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2012. 179 с.

Beltrami H. and Mareschal J.-C. Ground temperature histories for Central and Eastern Canada from geothermal measurements: Little Ice Age signature // Geophys. Res. Lett. 1992. V. 19(7). P. 689–692.

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

Dahl-Jensen D., Mosegaard K., Gundestrup N., Clow G.D., Johnsen S.J., Hansen A.W., and Balling N. Past temperatures directly from the Greenland Ice Sheet // Science. 1998. V. 282. P. 268–271.

Demezhko D.Y., Gornostaeva A.A. Late Pleistocene–Holocene ground surface heat flux changes reconstructed from borehole temperature data (the Urals, Russia) // Climate of the Past. 2015. V. 11(4). P. 647–652.

Demezhko D.Yu. and Shchapov V.A. 80,000 years ground surface temperature history inferred from the temperature-depth log measured in the superdeep hole SG-4 (the Urals, Russia) // Glob. and Planet. Change. 2001. V. 29. P. 219–230.

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

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

Dyke A.S. An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada // Quaternary glaciations: extent and chronology. 2004. V. 2. P. 373–424.

Dyke A.S., Andrews J.T., Clark P.U., England J.H., Mille G.H., Shaw J., & Veillette J.J. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the last glacial maximum // Quaternary Science Reviews. 2002. V. 21(1). P. 9–31.

Golovanova I.V., Sal'manova R.Y., Demezhko D.Y. Climate reconstruction in the Urals from geothermal data // Russian Geology and Geophysics. 2012. V. 53(12). P. 1366–1373.

Hughes T. Modeling ice sheets from the bottom up // Quaternary Science Reviews. 2009. V. 28(19). P. 1831–1849.

Kukkonen I.T., Jõeleht A. Weichselian temperatures from geothermal heat flow data // J. Geophys. Res.: Solid Earth (1978–2012). 2003. V. 108. № B3. P. 2163. doi:10.1029/2001JB001579.

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

Lachenbruch A.H. and Marshall B.V. Changing climate: Geothermal evidens from permafrost in the Alaskan Arctic // Science. 1986. V. 234. P. 689–696.

Majorowicz J. Permafrost at the ice base of recent Pleistocene glaciations–inferences from borehole temperature profiles // Bulletin of Geography. Physical Geography Series. 2012. V. 5(1). P. 7–28.

Majorowicz J., Šafanda J. Effect of postglacial warming seen in high precision temperature log deep into the granites in NE Alberta // International Journal of Earth Sciences. 2015. V. 104(6). P. 1563–1571.

Majorowicz J., Šafanda J. Heat flow variation with depth in Poland: evidence from equilibrium temperature logs in 2.9-km-deep well Torun-1 // International Journal of Earth Sciences. 2008. V. 97. № 2. P. 307–315.

Majorowicz, J., Gosnold, W., Gray, A., Sa-

fanda, J., Klenner, R., & Unsworth, M. Implications of post-glacial warming for northern Alberta heat flow-correcting for the underestimate of the geothermal potential // GRC Transactions. 2012. V. 36. No GRC1030303.

Mareschal J.C. Interactive comment on «Geothermal evidence of the Late Pleistocene-Holocene orbital forcing (example from the Urals, Russia)» by D.Y. Demezhko and A.A. Gornostaeva // Clim. Past Discuss. 2014. 10. C1512–C1514. (http://www.clim-past-discuss.net/10/C1512/2014/cpd-10-C1512-2014. pdf).

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

Marshall S.J., Clark P.U. Basal temperature evolution of North American ice sheets and implications for the 100-kyr cycle // Geophysical Research Letters. 2002. V. 29(24). P. 1–4.

Mottaghy D., Majorowicz J., Rath V. Ground surface temperature histories reconstructed from boreholes in Poland: implications for spatial variability // The Polish Climate in the European Context, An Historical Overview / In: Przybylak R., Majorowicz J., Brazdil R., Kejna M. (eds.). Berlin: Springer, 2010. Chap. 27. P. 375–389.

Peltier W.R. Global glacial isostatic adjustment: palaeogeodetic and space-geodetic tests of the ICE-4G (VM2) model // Journal of Quaternary Science. 2002. V. 17 (5–6). P. 491–510.

Pickler C., Beltrami H., Mareschal J.C. Laurentide Ice Sheet basal temperatures during the last glacial cycle as inferred from borehole data // Climate of the Past. 2016. V. 12 (1). P. 115–127.

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

Rath, V., Tarasov, L., Mottaghy, D., Kukkonen, I., Majorowicz, J., Safanda, J., and Demezhko, D. Can ice sheet models contribute to the understanding of deep borehole temperature profiles? // EGU General Assembly Conference Abstracts. 2013. V. 15. P. 7815.

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

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

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

Shen P.Y. and Beck A.E. Least Squares Inversion in Borehole Temperature Measurements in Functional Space // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. No. B12: 19,965–19,979.

Stokes C.R., Tarasov L., Dyke A.S. Dynamics of the North American Ice Sheet Complex during its inception and build-up to the Last Glacial Maximum // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 50. P. 86–104.

Tarasov L., Peltier W.R. Impact of thermomechanical ice sheet coupling on a model of the 100 kyr ice age cycle // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. P. 9517–9545.

УДК 550.834.3(571.1)

СУБШИРОТНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА – ЗВЕНЬЯ СИСТЕМЫ ЛИНЕАМЕНТОВ ЕВРАЗИЙСКОГО КОНТИНЕНТА

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

Аннотация. В статье приведены результаты анализа по выяснению роли поперечной зональности и субширотных дислокаций в тектонике верхней части литосферы (глубины до 80 км) Уральской складчатой системы и соседних с ней структур. Представлены три сводные сейсмогеологические разрезы по меридиональным сечениям 55º, 60º и 65º в интервале широт 54–68º с.ш., которые составлены на основе объемной геолого-геофизической модели, и схема тектонического районирования кристаллической коры. Особое внимание уделено сечению по меридиану 60º, которое в основном расположено в пределах Центрально-Уральской мегазоны, включая Центрально-Уральское поднятие и Тагильский прогиб, являющейся одной из основных пограничных структур Евразийского континента.

Уральская складчатая система, земная кора, глубинное строение, глубинное сейсмическое зондирование.

THE SUBWIDTH DISLOCATIONS OF CRUST OF THE URAL REGION – LINKS OF THE LINEAMENTS SYSTEM OF THE EUROASIAN CONTINENT

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

Abstract. The article describes results of analysis to identify the role of cross-zoning and sublatitudinal dislocation tectonics in upper part of lithosphere (depth of 80 km) Ural fold system and its neighboring structures. Three seismic geological sections of meridian section of 55º, 60º and 65º in the range of latitudes 54-68º N, which are based on the volume of geological and geophysical model and scheme of tectonic zoning crystalline crust are presented. Particular attention is paid to cross section along meridian 60º, which is mostly located within the Central Ural megazone, one of main structures of the Euroasian continent.

Ural folded system, Earth crust, deep structure, deep seismic sounding.

Введение

В последнее десятилетие проведена большая работа по анализу и обобщению достаточно многочисленной сейсмической информации о строении земной коры по профилям и геотраверсам глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) Уральского региона. Результаты исследований содержаться в опубликованных монографиях и журналах (Дружинин, Каретин, 1995; Дружинин и др., 1986; 2009; 2013; 2014а; 2014б; 2015а; 2015б; 2015в). Научно-практический интерес для региональной геологии, геодинамики и минерагении представляет схема тектонического районирования кристаллической коры, составленная на основе объемной геолого-геофизической модели (Дружинин и др., 2013; 2014а). Она охватывает восточную окраину Восточно-Европейской платформы (ВЕП), Тимано-Печорскую плиту (ТПП), Приуральскую область Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГС) в пределах территории с координатами 54–70º с.ш. и 50–70º (72º) в.д. Установлен сложный современный тектонический ансамбль, состоящий из перечисленный геоструктур и их подразделений. Зональность верхней части литосферы (ВЧЛ) в долготном направлении достаточно надежно определяется по серии широтно-расположенных профилей ГСЗ и находит отражение в строении приповерхностных структур первого порядка, разделенных субмеридиональными глубинными разломами. Широтная зональность земной коры (изменение параметров модели в зависимости от широты) первоначально была выделена по профилю Вижай-Орск, расположенному вдоль Центрально-Уральской мегазоны

(Дружинин и др., 2014а), а затем по профилю Сев. Сосьва-Ялуторовск северо-северо-восточного направления, пройденному по структурам восточного склона Урала (Дружинин и др., 2015в). На существующих геологических картах субширотная зональность отражена фрагментарно, что не согласуется с созданной природой тектоническим образом.

Разделение Урала на Южный, Средний, Северный и Полярный секторы происходит в основном по геоморфологическому признаку. Переход к *объемному изображению* особенностей глубинного строения, осуществленный *впервые* для Уральского региона, позволил изучить пространственное распределение неоднородностей верхней части литосферы. Для подчеркивания субширотной зональности в модели глубинного тектонического районирования составлены три сечения исследуемой территории по меридианам 55º, 60º и 65º в.д., представленные в виде обобщенных сейсмоплотностных разрезов верхней части литосферы. Сводные разрезы по перечисленным меридианам (сечения объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы) увязаны с данными по пересекающих траверсом профилям ГСЗ. Основное назначение предпринятых исследований – подчеркнуть и откорректировать положение однотипных блоков в каждом широтном секторе, разделенных дислокациями; в совокупности с профилями ГСЗ внести корректуру в ранее составленную схему тектонического районирования кристаллической коры (Дружинин и др., 2015б). Сводный разрез по меридиану М-55 пересекает ряд структур первого порядка восточной окраины ВЕП, а модель по меридиану 65º (М-65) проходит преимущественно по Восточно-Уральской мегазоне и в полярных широтах, захватывая Центрально-Уральскую мегазону. Статья по западному меридиану опубликована в журнале (Дружинин и др., 2016), а по меридиану М-65 – в (Дружинин и др., 2015в).

Данная статья посвящена рассмотрению сводного разреза ВЧЛ по центральному меридиану М-60, который в интервале широт 54–62º совпадает с меридиональным профилем ГСЗ Н.Тура-Орск.

Краткие сведения о субширотных дислокациях

Трансрегиональные субширотные линеаменты массово представлены в картах новейшей геотектоники территории России, ранее СССР, и отдельных ее составляющих (Булин и др., 2004; Григорьева, Макаров, 2014; Драгунов, 1962; Дружинин и др., 2013). Это относится к основной части Евразийского континента, за исключением Западной Европы, где эти элементы не так четко выражены. В недавно вышедшей геотектонической карте России (Макаров и др., 2013) подчеркнуто положение северо-западных линеаментов на площади восточной окраины ВЕП, затрудняющих выделение других направлений, в том числе и субширотных, которые, несомненно, присутствуют в неотектонической модели (Колодяжный, 2015; Кони, 2012). То же самое относится и к Уральской складчатой системе, хотя блоковость ее по данным ГСЗ в широтном направлении несомненна.

Геоморфологическая структура окраины Северного ледовитого океана подчеркивает ее планетарную широтную составляющую в полосе 70±2º с.ш. Есть сведения, что к ней приурочены протяженные зоны глубинных разломов (Брюханов, 1995; Верниковский и др., 2013; Космогеология СССР, 1987; Кременецкий и др., 2015; Ступакова, 2011; Ступакова и др., 2013). Наблюдается определенная закономерность в расположении зон субширотных дислокаций в пределах исследуемых северных широт: 52–54º, 56–58º, 60–62º, 64–66º, 68–70º.

Из обзора приведенной литературы следует, что широтные линеаменты являются одним из основных звеньев неотектонических моделей, но их объединение в трансрегиональные дислокации затруднительно из-за сложного сочетания структур разного направления, порядков и самой «избирательной» направленности неотектоники. Присутствие субширотных дислокаций древнего фундамента установлено

по данным сейсморазведки на территории Волго-Уральской антиклизы (Геологическая карта … , 2012; Геофизические поля … , 2002; Егоркин, 1991, 2000; Колодяжный, 2015; Кони, 2012; Соколов и др., 2011). Наличие широтной зональности Среднего Урала обосновано в работе В.М. Рыбалки (Рыбалка, 1977), затем приведено в первой модели УСС в статье (Дружинин и др., 1986) и подтверждено исследованиями методом ГСЗ на меридиональном профиле Вижай-Орск (Дружинин и др., 2014а; 2015в). О возможном присутствии трансрегиональных субширотных линеаментов в земной коре Евразийского континента в пределах определенных широт свидетельствует обзор работ Н.К. Булина, А.В. Егоркина и других. Ряд исследователей (Глуховский, 2014; Глуховский, Кузьмин, 2015; Крылов, Грузин, 2015) считают, что субширотные дислокации возникли на ранних этапах развития Земли (AR_1–PR_1) под влиянием масштабных импактных планетарных событий и играли существенную роль на последующих крупных этапах ее эволюции (Казмин и др., 2015; Кони, 2012; Крылов, Гризин, 2015), а также в размещении суперкрупных месторождений России (Перцов и др., 2002; Макаров и др., 2013; Нигматзянов, 2015; Ступакова, 2011).

Более широкие возможности в решении данного вопроса появились после создания объемной модели континентальной коры Урала и прилегающих к ней структур. В составленных схемах тектонического районирования кристаллической коры (Дружинин и др., 2014а; 2013; 2015а; 2015б) субширотные дислокации являются одним из основных элементов строения разломно-блоковой модели земной коры. К ним, в основном, приурочены глубинные сдвиги, сопровождаемые смещением блоков в горизонтальном направлении по *субвертикальным разломам*.

Перемещения, по-видимому, происходят под воздействием внешних значительных по интенсивности источников, что нарушает квазиустойчивое равновесие масс Земли, созданных предыдущим этапом геологического развития. За счет действия ротационных сил (Тяпкин, 2012) происходит вновь упорядочивание планетарной системы, что соответствует относительно спокойному и продолжительному этапу ее развития. Внешние импульсы воздействуют в первую очередь на аттракторы в Земле – динамически активные и неустойчивые элементы, которые имеют некоторую определенную закономерность расположения, что проявлено в преобладании двух ортогональных дислокаций: субширотной и субмеридиональной.

Поэтому на примере Уральского региона, достаточно хорошо изученного в отношении приповерхностных структур и верхней части литосферы, следует сосредоточить внимание на субширотных составляющих современных моделей, выяснении их роли в тектонике осадочного чехла приповерхностных складчатых структур, геодинамике и характере проявления в потенциальных полях.

Содержание и основные результаты

Сейсмогеологический разрез М-60 (рис. 1, цветная вкладка) составлен с учетом информации по меридиональному профилю ГСЗ Вижай-Орск с увязкой с данными на пересекаемых достаточно многочисленных субширотных маршрутах ГСЗ, а также сводных карт рельефа по основным поверхностям раздела: поверхность древнего кристаллического фундамента K_{01} и сейсмогеологическому разделу $M_{\text{сг}}$ (Дружинин и др., 2014а).

Дополнительно приведены: контуры геологических структур, взятые с тектонической карты России (Тектоническая … , 2007) (рис. 2); над разрезом приведены характеристики потенциальных полей Δg и ΔT_a в полосе шириной 100 км; под разрезом показаны уточненные контуры пересекаемых глубинных подразделений (см. рис. 1, цветная вкладка).

Анализ совокупности представленной информации дал возможность составить тектоническую схему пространственной зональности глубинных структур Уральского региона (рис. 3, цветная вкладка), позволяющую откорректировать ряд элементов

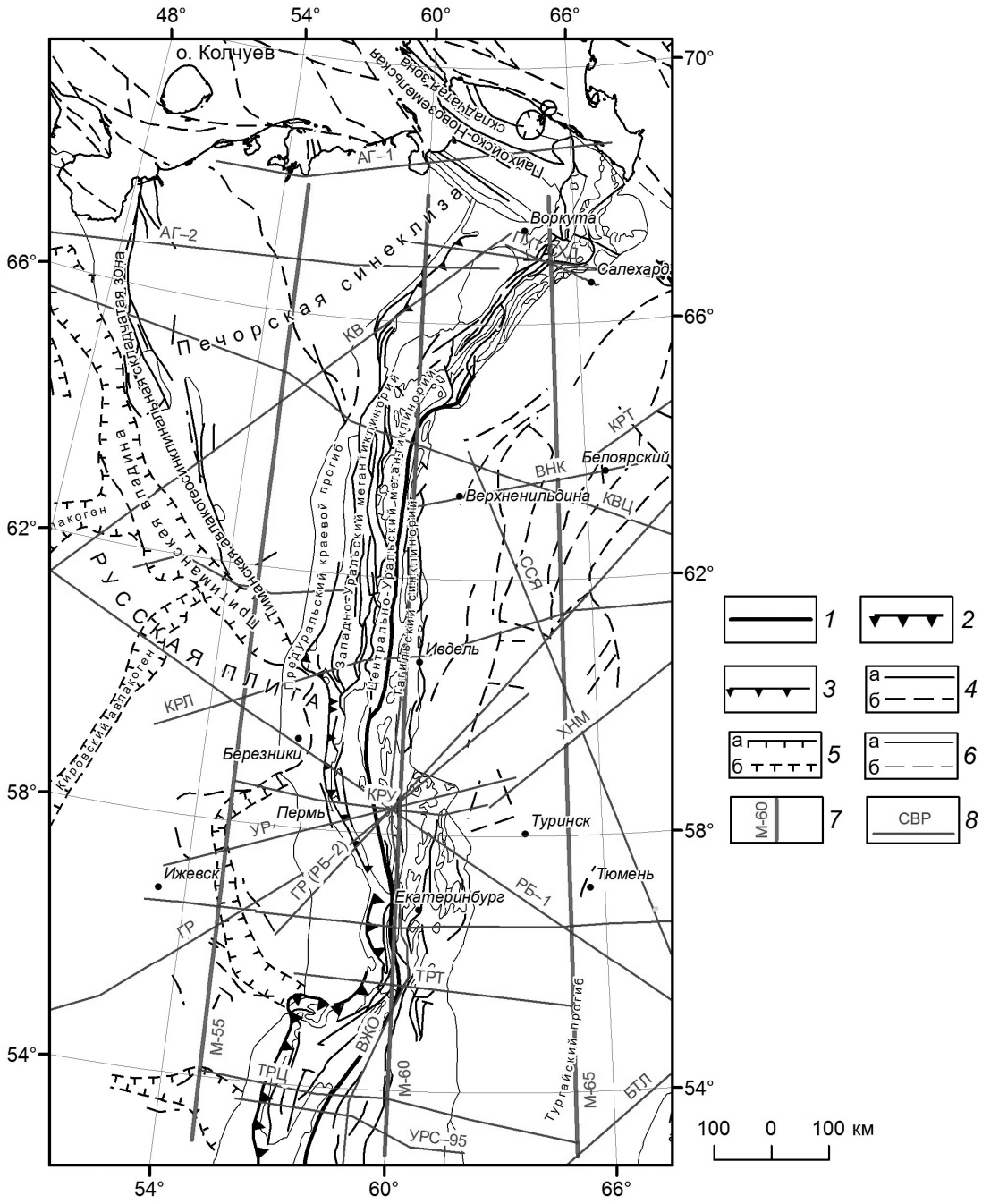


Рис. 2. Схема расположения профилей ГСЗ, совмещенная с фрагментом тектонической карты России, сопредельных территорий и акваторий. Масштаб 1:4000 000, 2007 г. (Тектоническая карта …. , 2007)

Условные обозначения. Разрывные нарушения: *1* – главнейшие разломы, в том числе и глубинные; надвиги и фронтальные линии шарьяжей: *2* – главные, *3* – прочие, *4* – сбросы и взбросы (а – достоверные, б – предполагаемые), *5* – сбросы и взбросы со значительным вертикальным смещением (а – достоверные, б – предполагаемые); *6* – границы структур: а – достоверные, б – предполагаемые; *7* – положение сечений объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы по меридианам М-55º, М-60º, М-65º в.д.; *8* – геотраверсы и профили ГСЗ, МОВЗ (геотраверсы Центра «ГЕОН»: АГ-2 (Агат-2), КВЦ (Кварц), РБ-1 (Рубин-1), РБ-2 (Рубин-2), УР (Уральский МОВЗ), КРТ (Кратон), ПУТ (Полярно-Уральский трансект); профили Баженовской геофизической экспедиции при участии Института геофизики УрО РАН: СВР (Свердловский), ГР (Гранит), ТРТ (Тараташский), КРУ (Красноуральский), ХНМ (Ханты–Мансийский), ССЯ (Сев. Сосьва–Ялуторовск), КРЛ (Красноленинский), ВНК (Верненильдино–Казым), ВЖО (Вижай–Орск), ТРЦ (Троицкий); профиль Спецгеофизики: КВ (Купянск–Воркута); профиль ФГУНПП «Спецгеофизики» ГФУП «ВНИИГеофизики» при участии БГЭ: УРС (Южно-Уральский трансект – Уралсейс); ТРЦ (Троицкий); профиль Института геологии Коми научного Центра УрО РАН: СКВ (Сыктывкарский); СЛХ (Салехардский сводный профиль)

тектонического образа ВЧЛ и сосредоточить внимание на принципиальных вопросах строения, геодинамики Уральской складчатой системы (УСС) и структур ее обрамления.

Обсуждение результатов

Сейсмогеологический разрез (см. рис. 1, цветная вкладка) приходится на центральную часть Уральского региона. Он подчеркивает особенности строения одной из основных пограничных структур Евразийского континента (Дружинин, Каретин, 1995; Дружинин и др., 2014а), которой, в основном, соответствует Центрально-Уральская мегазона (ЦУМЗ). По ней на протяжении 1200 км проходит рассматриваемое сечение.

В приполярных и полярных 64–68º с.ш. М-60 пересекает структуры Западно-Уральской мегазоны и восточной части Восточно-Печорской мегазоны. Здесь выделено четыре блока, существенно различающихся по глубинному строению. Северный блок характеризуется следующими параметрами: расслоенностью верхов верхней мантии и верхнего сейсмогеологического этажа (СГЭ), приподнятым положением поверхности нижней коры (K_2) и древнего кристаллического фундамента (K_{01}). Аномальные черты строения наблюдаются при переходе к структурам Восточно-Печорской мегазоны (интервал широт 66–67º с.ш.): увеличение мощности земной коры до 53 км; увеличение мощности переходного мегакомплекса (*К–М*), разделенного на два комплекса; увеличенной мощностью верхнего СГЭ до 13–14 км и его разделением на два комплекса с границей между ними на 7 км. Восточная часть Тимано-Печорской синеклизы находится на фундаменте, относящемся к Западно-Уральской мегазоне. В отличие от карты тектоники (Тектоническая карта … , 2007), восточная граница ТПП показана значительно восточнее.

Аномальные черты глубинного строения, отмеченные в интервале широт 66–67º с.ш., не типичные для ТПП, возможно, связаны с присутствием в полярном секторе Уральского региона древнего мегаблока (кратона) с преобладающим фемическим составом фундамента и массивам ультрабазит-габбровой формации в пределах открытой части Урала; возможные контуры мегаблока в современной картине строения геологической среды показаны на рис. 4. Крупные впадины востока Тимано-Печорской геосинекдизы: Косью-Роговская и Корота-Хининско-Воркутинская, возможно, расположены на основном по составу фундаменте этой крупной структуры. То же самое относится к Чернышевскому поднятию. Вопрос о его структурно-тектонической приуроченности к Уральской геосинклинальной системе (Геологическая карта … , 2012; Тектоническая карта … , 2007) или ТПП (Дружинин и др., 2014а) относится к дискуссионным.

Основная часть разреза М-60 приходится на Центрально-Уральскую мегазону, являющуюся по специфике глубинного строения пограничным швом между Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформами (Дружинин, Каретин, 1995). Главной особенностью является выдержанность основных составляющих модели ВЧЛ: увеличенная мощность земной коры (50–57 км) за счет присутствия в ее низах переходного мегакомплекса (*К–М*) с вариаций мощности в интервале 12–17 км; сложная структура *К–М*, одним из вариантов которой является вертикальная расслоенность с наличием инверсии скорости над основной поверхностью раздела $M_{сг}$, соответствующего преимущественно породам верхней мантии, типа перидотитов; приподнятое положение (16–20 км) поверхности раздела K_2, соответствующего нижней коре за исключением южной части (широты 53–57º с.ш.), где глубина залегания K_2 возрастает до 20–25 км; увеличенная мощность первого СГЭ, подошва которого (поверхность K_{01}) находится на глубине 8–24 км. ЦУМЗ разделена в широтном направлении на несколько частей. До широты 60º с.ш. М-60 находится в западной структуре, а затем до широты 57º с.ш. – в восточной части ЦУМЗ. Между ними есть частичные различия, которые видны на представленном рис. 1 (цветная вкладка).

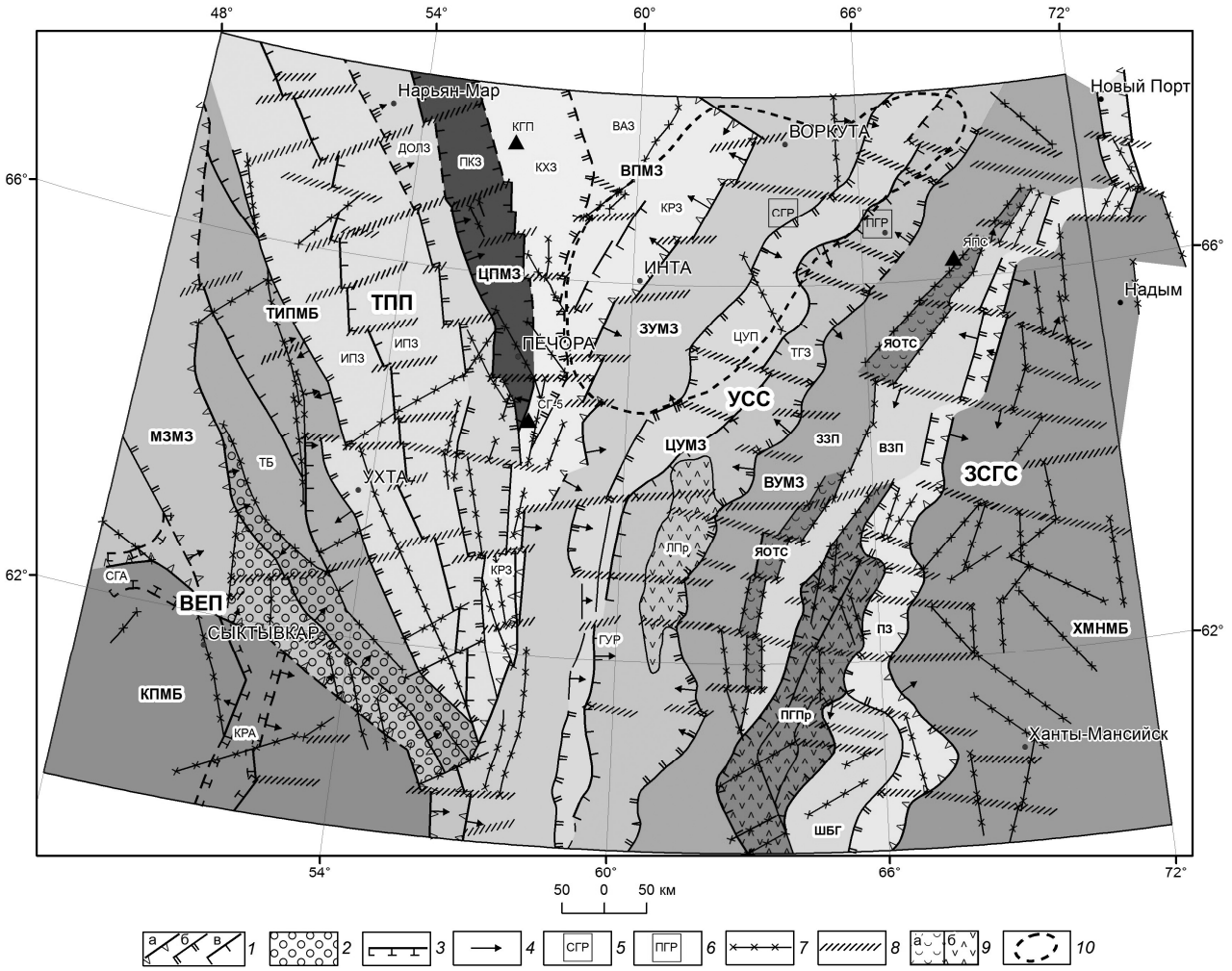


Рис. 4. Тектоническая схема консолидированного фундамента осадочных бассейнов и приповерхностных структур северной части Уральского региона

Условные обозначения: **Тектоническое районирование.** *1* – границы основных геологических подразделений и соответствующие глубинным разломам: а – основные геологические подразделения, б – структуры I порядка (мегазоны, мегаблоки), в – структуры II порядка (зоны, блоки): Ляпинский прогиб (ЛПр), западная зона поднятий ВУМЗ (ЗЗП), Янгинская отрицательная тектоническая структура (ЯОТС), восточная зона поднятий ВУМЗ (ВЗП), Пелымский геосинклинальный прогиб (ПГПр), Шаимский блок гранитизации (ШБГ) восточной части ВУМЗ южнее широты 62º с.ш.; *2* – пограничная зона, образованная сопряжением Тимано-Печорской плиты, восточной окраины Восточно-Европейской плиты и Уральской складчатой системы; *3* – контуры авлакогенов ВЕП (Тектоническая карта …, 2007): СГА – Солигалический, КРА – Кировский; **Разломная тектоника:** *4* – направление падения глубинных разломов верхней части разреза по отношению к границам тектонических основных подразделений кристаллической коры; *5* – Салатимский глубинный разлом по западной границе Центрально-Уральского поднятия, относимого к пограничной мегазоне; *6* – Платиноносный глубинный разлом (по западной границе Тагильской зоны, соответствующий общепринятому названию «Главный Уральский разлом»; *7* – разломы в пределах структур первого порядка; *8* – элементы субширотных нарушений, соответствующие глубинным дислокациям кристаллической коры; они проявлены в осложнении рельефа поверхности фундамента (составленного без их учета), характеристике потенциальных полей, особенно аномального магнитного поля ΔT, расположении базальтов триаса, осадочных отложениях MZ–KZ; *9* – возможный состав отрицательных тектонических структур: осадочные, вулканогенно-осадочные отложения D–C (а), вулканогенные, вулканогенно-осадочные интрузивные породы PZ (б); *10* – контур предполагаемого Инта-Воркутинский мегаблока доуралид в современной структуре УСС.
Примечание: остальные условные обозначения см. рис. 5

Вновь в интервале широт 55–57º с.ш. трансект М-60 попадает на западную структуру Тагильского прогиба, на зону влияния древнего Тараташского выступа. Размеры Центрально-Уральской мегазоны могут быть увеличены, как в полярном и приполярном сегментах за счет этого поднятия. Южное окончание М-60 приходится на Магнитогорский прогиб, который имеет несколько отличительных черт глубинного строения, что соответствует различию в строении приповерхностных структур.

Таким образом, наблюдаемую блоковость в строении ЦУМЗ можно объяснить с позиции влияния субширотно ориентированных тектонических сил, создающих, при наличии крупных неоднородностей ВЧЛ в структурах обрамления УСС, современный «извилистый» облик осевой структуры УСС (ЦУМЗ). Разделяющие их субширотные дислокации прослежены как в земной коре, так и в верхах верхней мантии, что нашло отражение в представленном разрезе М-60 и соседних М-55 и М-65 (см. рис. 3, цветная вкладка). Расположение дислокаций на схеме тектонического районирования кристаллической коры (рис. 5) подчеркивает пограничный характер осевой структуры УСС: преобладающее запад-юго-западное на западе сменяется на востоке на восток-северо-восточное.

Отмеченная особенность глубинного строения отчетливо проявлена в полосовых характеристиках потенциальных полей, подчеркивающих блоковость и присутствие разделяющих блоки зоны субширотных дислокаций, соответствующих сводному разрезу.

На рис. 3 (цветная вкладка) представлены сводные сейсмогеологические разрезы по трем меридианам М-55, М-60 и М-65 для подчеркивания изменений структуры верхней части литосферы Уральского региона в пространстве на исследуемой территории.

Макет тектонического строения кристаллической коры Уральского региона

Основные работы заключались в увязке ранее составленных тектонических схем земной коры отдельных районов Уральского региона в один тектонический ансамбль с учетом сводных разрезов по меридиональным сечениям и более обширной и надежной геолого-геофизической информации о строении приповерхностных структур (осадочный слой и подстилающие отложения), представленной в виде сводных карт и сведений по глубоким параметрическим скважинам.

Следует отметить, что основные параметры тектонического образа Уральской складчатой системы и ее прилегающих структур, опубликованные ранее (Дружинин и др., 2014а; 2015б), остались без изменения, а коррективы заключаются в следующем.

Изменены контуры основных геологических подразделений, мегазон и мегаблоков. Корректировка, в основном, заключалась в следующем:

- Для ТПП расширены контуры Центрально-Печорской мегазоны (ЦПМЗ). К ней отнесена на западе Денисовско-Омра-Лузская зона, соответствующая, вероятно, древней пограничной структуре между Тимано-Ижма-Печорским мегаблоком с протерозойским фундаментом и восточным сегментом ТПП с более древним возрастом фундамента. Подобнее приводится в работе (Костюченко и др., 2012). Ранее выделяемая Печорская пограничная зона является таковой для палеозойского этапа развития, соответствующая по особенностям глубинного строения рифт-авлакогенной структуре.
- В состав ЦПМЗ отнесена Колвинско-Хорейверская зона, соответствующая, по результатам выполненного анализа и данным двух глубоких параметрических скважин, авлакогену с мощностью осадков S–D до 5–6 км (Ехлаков и др., 1991; Основные результаты …, 2000).
- Для восточной окраины ВЕП изменено положение Калтасинского авлакогена с расширением его контуров до 80–100 км в центральной части, совпадающего с пересечением его разломов с широтными дислокациями (возможно, глубинная

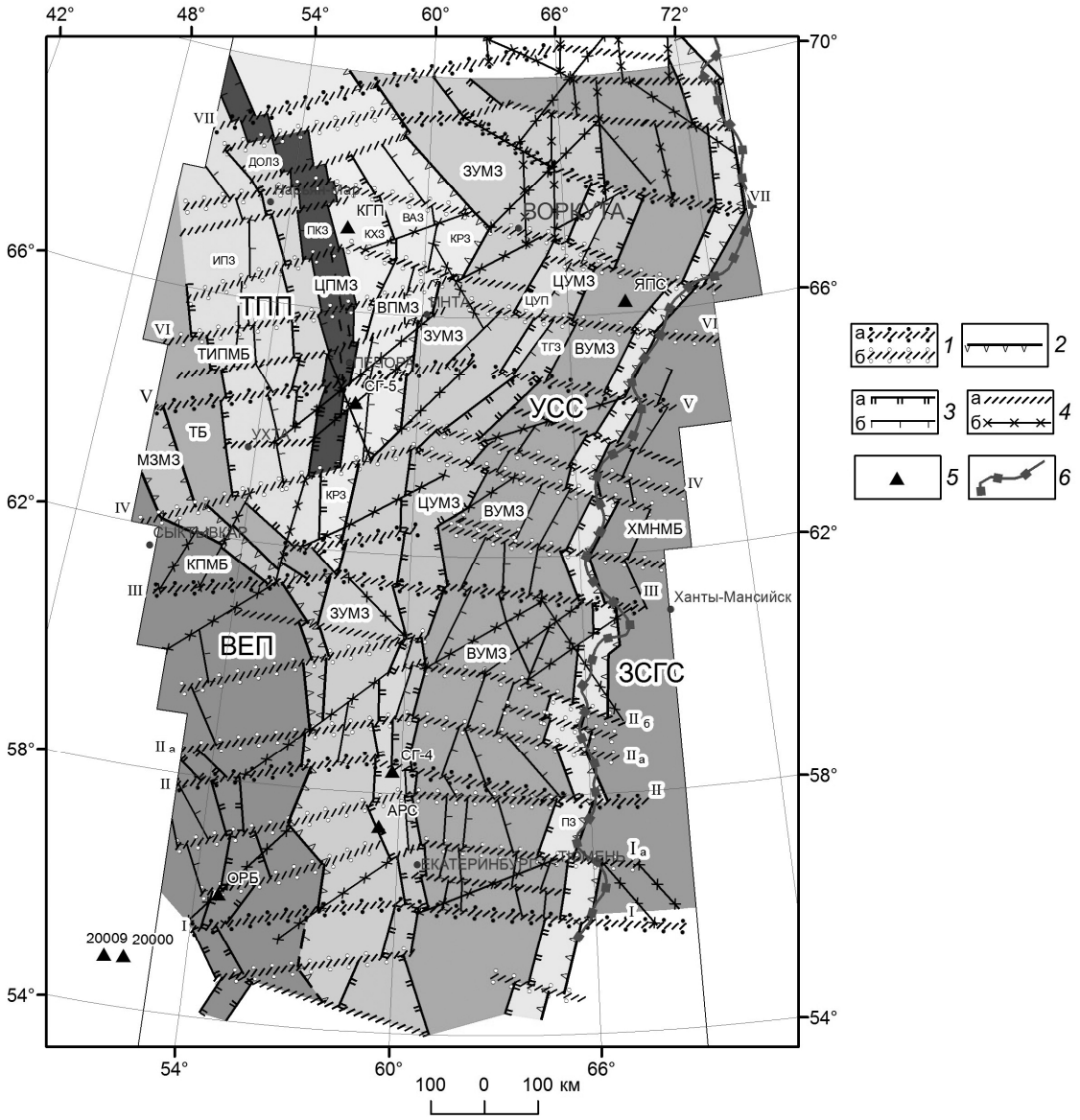


Рис. 5. Схема тектонического районирования кристаллической коры Уральского региона

Условные обозначения: *1* – положение основных региональных зон субширотных дислокаций и их номера (I–VII): а – основные дислокации, б – дислокации, входящие в состав зон; контуры структур I и II порядков, совпадающие с глубинными разломами: *2* – западная и восточная границы Уральской складчатой системы; *3* – контуры структур I порядка: мегазон и мегаблоков (а), зон и блоков (б); *4* – разломная структура: зоны глубинных дислокаций (а), субвертикальные и наклонные глубинные разломы (б). **Основные геологические подразделения:** Тимано-Печорская плита (ТПП), Уральская складчатая система (УСС), Восточная окраина Восточно-Европейской платформы (ВЕП), Западно-Сибирская геосинеклиза (ЗСГС); **структуры I порядка (мегазоны, мегаблоки):** Тимано-Ижма-Печорский мегаблок (ТИПМБ), Центрально-Печорская мегазона (ЦПМЗ), Восточно-Печорская мегазона (ВПМЗ), Западно-Уральская мегазона (ЗУМЗ), Центрально-Уральская мегазона (ЦУМЗ), Восточно-Уральская мегазона (ВУМЗ), Мезенская мегазона (МЗМЗ), Коми-Пермский мегаблок (КПМБ), Ханты-Мансийский мегаблок (ХМНМБ); **структуры II порядка (зоны, блоки):** Тиманский блок (складчатая структура) (ТБ), Ижма-Печорская зона (впадина) (ИПЗ), Денисовско-Омра-Лузская зона (ДОЛЗ), Печоро-Колвинская зона (ПКЗ), Колвинско-Хорейверская зона (КХЗ), Варандей-Адзьвинской (ВАЗ), Краевая зона (КРЗ); Центрально-Уральское поднятие (зона) (ЦУП), Тагильская зона (прогиб) (ТГЗ), Пограничная зона (ПЗ) по восточной границе собственно уралид; *6* – скважины глубокого и сверхглубокого бурения: Янгиюганская параметрическая (ЯПС), Аракаевская параметрическая (АРС), Новоелховская (20009), Мининбаевская (2000), Орьебашевская (ОРБ), Уральская сверхглубокая (СГ-4), Тимано-Печорская сверхглубокая (СГ-5), Колвинская (КГП); *7* – граница Уральских структур на поверхности; *8* – восточная граница собственно уралид, отделяющая ВУМЗ от древних срединных поднятий Ханты-Мансийско-Надымского и Северо-Казахстанского мегаблоков платформы

флюидодинамическая зона). Южное окончание авлакогена примыкает к Абдулинской субширотной структуре такого же типа. Для УСС изменено положение ЦУМЗ в приполярных и полярных широтах за счет особого строения Центрально-Уральского поднятия, соответствующего супермаксимуму Δg, западная граница которого отнесена с Салатимскому глубинному разлому (название взято из монографии (Соболев, 1968)); Главный Уральский разлом, считающийся ограничителем Тагильского прогиба (Тектоническая карта …, 2007), находится на 30–50 км восточнее и обозначен на схеме как Платиноносный (Соболев, 1968). Виду аномальности глубинного строения Центральное поднятие включено в состав Центрально-Уральской пограничной мегазоны. Такая же ситуация была отмечена для аналогичного подразделения ТПП.

- Для Восточно-Уральской мегазоны уточнены положения западной границы в интервале широт 61–65º с.ш. и восточной границы на широтах 56–59º с.ш., которая, по сравнению с работами (Бочкарев, Брехунцов, 2008; Бочкарев и др., 2010; Бочкарев, Чувашов, 2014а; 2014б; Сурков, Жеро, 1993), существенно ограничивает область развития собственно уралид. Эти изменения явились результатом более детального анализа объемной геофизической информации при выявлении особенностей субширотной зональности при увязке ее с имеющимся геолого-геофизическим данным по поверхностным структурам и консолидированному фундаменту.

Широтная зональность

В составленной схеме тектонического строения выделяется в меридиональном направлении несколько сегментов кристаллической коры, существенно различающихся по положению основных структур Уральской складчатой системы и прилегающих к ней геоблоков (поширотная зональность). Они разграничены глубинными зонами дислокаций, прослеживающимися по всей территории исследований. Большинство из них имеют сквозной характер со сменой направления при пересечении Центрально-Уральской мегазоны. На рис. 5 рассматриваемые поперечные швы обозначены особыми знаками и каждому из них присвоен номер I–VII. В состав отдельного сектора входят 2–3 дислокации меньшего порядка. Наиболее принципиальной является III зона, расположенная в интервале 61–62º с.ш., к которой приурочены: на восточной окраине ВЕП – южное окончание Тимано-Печорской плиты; существенная перестройка тектонического плана восточной границы собственно уралид с перемещением пограничного шва (ПШ) в западном направлении на 100–150 км; изменение структурных форм Центрально-Уральской мегазоны, начиная с широты г. Ивделя.

Рассматриваемая зона дислокаций является, вероятно, частью Евразийского планетарного линеамента Хельсинки – Петрозаводск – Ханты-Мансийск (широтное течение р. Оби) – Красноярск (широтное течение р. Ангара) – Якутск (субширотное течение р. Лена) – Магадан. В пределах восточной части Западно-Сибирской плиты (ЗСП) и широтного течения р. Ангара линеамент, возможно, расположен на уровне 58º с.ш. (Макаров и др., 2013). На рассматриваемой территории УСС выделена глубинная дислокация в районе этой же широты (см. рис. 5). Наличие широтного транссибирского линеамента в районе 61–62º предполагалось ранее В.И. Драгуновым (Драгунов, 1962).

Следующая крупная тектоническая перестройка намечена на широтах 63–65º с.ш. и представлена широкой полосой, состоящей из нескольких субширотных дислокаций. К ним приурочены масштабные перемещения уральских структур на восток, например, ЦУМЗ с 60–62º в.д. до 63–65º в.д. Интересно отметить иной характер поведения структур восточной окраины ВЕП: Центрально-Печорская мегазона сохраняет субмеридиональное направление, подразделения западной части ТПП «разверну-

лись» в северо-северо-западное направление, а восточное – в северо-восточное. Ханты-Мансийск-Надымский мегаблок ЗСП несколько выдвинут в западном направлении. Эта тенденция наблюдается до широты 68º с.ш. Южная масштабная тектоническая перестройка расположена на широтах 56–58º с.ш. Она совпадает с северным ограничением Северо-Казахстанского мегаблока, пограничной зоной между Тагильским и Магнитогорским прогибами ЦУМЗ, Тараташским выступом ВЕП и расположенной в предполагаемой Калтасинской флюидодинамической зоне.

Появились новые сведения о присутствии зон повышенной проводимости в земной коре. Это аномалия на востоке Полярно-Уральского трансекта и Буткинская на Свердловском пересечении ГСЗ (Дружинин и др., 2015б; Дьяконова и др., 2008). Но эти масштабные объекты не сопровождаются аномалиями значений скорости и плотности. Аномалии по данным магнитотеллурического зондирования (МТЗ) установлены на участках широтноориентированных профилей, расположенных в районе глубинных дислокаций того же направления. Бурение Янги-Юганской глубокой параметрической скважины выявило значительную трещиноватость отдельных пачек разреза. Аномального объекта не обнаружено (Бочкарев и др., 2013; Горбачев и др., 2013). Объяснить это явление можно повышенной микротрещиноватостью земной коры в зоне субширотных дислокаций. При получении сведений о пространственном субширотном положении аномалий МТЗ появится дополнительный инструмент для выделения и трассирования субширотных дислокаций. Геологические выводы, как это сделано в работе (Дьяконова и др., 2008), пока преждевременны.

Таков современный тектонический образ верхней части литосферы. Наличие указанных противоречий может быть вызвано разнообразием геодинамической обстановки на разных этапах развития УСС и прилегающих геоструктур под воздействием разнонаправленных энергетических сил на уже сформировавшиеся в предыдущие этапы подразделения геологической среды. Например, существенная тектоническая перестройка, наблюдаемая в современном плане в приполярных и полярных широтах (значительное смещение на восток структур УСС, включая пограничный шов по восточной границе и собственно уралиды и последовавшее в заполярных широтах смещение в обратном направлении), обусловлена многоплановостью развития со сменой динамической обстановки. Смена геодинамической обстановки формирования Тимано-Уральско-Пай-Хойской коллизионной области в рифей-раннемезозойский период рассмотрена С.Л. Костюченко в работе (Костюченко и др., 2012).

Глубинные субширотные дислокации проявлены в следующих особенностях геологической среды.

Смещение подразделений ВУМЗ, включая пограничный шов, возможно, вызвано напряжением со стороны Центральных районов ЗСП за счет повышенной активизации верхней мантии. Это проявлено в существовании (по данным Н.И. Павленковой, приведенным в монографии (Павленкова, 2012)) в современной сейсмической картине области пониженных значений скорости в верхней мантии до глубины 100 км и наличии крупных срединных массивов в обрамлении Восточно-Уральской мегазоны, создающие неравномерное поле напряжений. Амплитуды отклонений от общего северо-северо-восточ-ного направления в современной тектонической картине составляют 50–100 км.

Наличие широтных коридоров просматривается на карте расположения нижнемезозойских грабенов, базальтов триаса и гранитных массивов пермского возраста (Дружинин и др., 2015в). Необходим тщательный анализ имеющейся геологической информации для определения роли субширотных дислокаций в строении и динамике развития всей Уральской складчатой системы.

В целом следует, что *широтная зональность такой же главный элемент* тектонического образа верхней части литосферы, как и меридиональная ее состав-

ляющая. Сопоставительный анализ приповерхностных и глубинных структур (см. рис. 4, 5) свидетельствует о том, что такая картина характерна и для верхнего сейсмогеологического этажа, представленного осадочным слоем и преимущественно складчатыми комплексами его основания. Тектоническая схема составлена по результатам анализа информации о 3D модели верхней части литосферы, сведений о структурно-тектонических особенностях строения консолидированного фундамента осадочных бассейнов и приповерхностных структур УСС, представленных картами различного масштаба и данными по глубоким параметрическим скважинам Уральского региона. Она захватывает северную, наиболее сложную в тектоническом отношении, часть исследуемых геологических структур (60–68º с.ш.), где расположены известные нефтегазовые провинции: Тимано-Печорская и Западно-Сибирская.

Основные результаты анализа по приповерхностным структурам по северным районам УСС сводятся к следующему: составлена новая региональная тектоническая карта консолидированного фундамента и приповерхностных структур Уральского региона М 1:2500 000; подчеркнута необходимость использования информации о строении ВЧЛ для целей регионального геокартирования и прогнозирования; внесены новые представления и произведены корректировки тектонического районирования Тимано-Печорской плиты, Уральской складчатой системы и Приуральской области Западно-Сибирской геосинеклизы.

Основные элементы широтной зональности кристаллической коры проявлены в характере потенциальных полей: более информативно в этом отношении аномальное магнитное поле.

На примере Северо-Евразийского линеамента, обозначенного по орогидрографическим особенностям в широтном коридоре 60–62º с.ш. и совпадающего с предполагаемой глубинной дислокацией на широте 61º с.ш., выделенной по данным ГСЗ в Уральском регионе, было показано ее (дислокации) присутствие на неотектоническом и современном этапе развития геологической среды континента. Картина, по-видимому, не такая простая как это рисуется по редкой сети преимущественно широтно-ориентированных геотраверсов ГСЗ Центра «ГЕОН» и данным космогеологии (Брюханов, 1995), когда выделяется целая серия дислокаций с равномерным шагом в 4º (52º, 56º, 60º, 64º с.ш.). Такая ситуация не совсем понятна, поскольку трансрегиональные линеаменты пересекают неоднородные по составу, геодинамике и возрасту блоки. Положение субширотных дислокаций в модели верхней части литосферы имеет более сложный характер, что и показано на примере Уральского региона, тектоническая схема которого составлена на основе *объемной* геолого-геофизической модели (сечения по меридианам 55º, 60º, 65º), представленной в данной статье. Нами предлагается полосовая модель субширотных линеаментов, в пределах которой составляющие ее элементы неодинаково проявляются на разных этапах развития Земли. Полосы приходятся на *пограничные зоны* различных по типу подразделений Уральского региона. Такой подход реализован для Уральской складчатой системы: выделено шесть таких групп в составе 2–3 субширотных дислокаций; подчеркнута главенствующая роль одной из них в созданной природой современном тектоническом образе верхней части литосферы.

Заключение и рекомендации

Основной результат выполненных исследований заключается в следующем: обозначена роль широтной зональности и сопровождающих глубинных дислокаций в строении верхней части литосферы УСС и прилегающих к ней геологических структур. То же самое относится и к приповерхностным структурам, включая осадочный чехол и нижерасположенные геосинклинальные и (или) субплатформенные комплексы. Это стало возможным при специальном анализе созданной ранее *объемной* геолого-геофизической модели ВЧЛ с составлением сводных геолого-геофизи-

ческих разрезов по меридианам 55º, 60º, 65º в интервале широт 68º с.ш., 54–55º с.ш.

Рассмотренное положение глубинных субширотных дислокаций в Уральском регионе в основном согласуется с ранее намеченными по космогеологическим и геоморфологическим данным Сибирскими и Евразийскими линеаментами. Это может свидетельствовать о реальном существовании, об их роли и влиянии на происходящие геодинамические процессы в создании современной модели верхней части литосферы, начиная, возможно, с дофанерозойского времени. Составленная на основе объемной информации тектоническая модель верхней части литосферы подчеркивает нелинейность геодинамических процессов, обусловленных, вероятно, крупномасштабными по охвату регионов планеты и по энергии, быстротекущими процессами и, возможно, связанную с ними импульсную активность литосферы под влиянием взаимодействия внешних (импактные события) и внутренних сил. Очаги активности могут при этом перемещаться во времени и пространстве, а горизонтальные перемещения реализуются в виде относительных подвижек блоков по субвертикальным разломам: глубинные сдвиги, приуроченные к зонам субширотных дислокаций. Покровные структуры, наблюдаемые в приповерхностной части земной коры, появляются в результате взаимодействий между блоками при смене динамической обстановки. Для выяснения роли глубинной сдвиговой составляющей следует провести специальные исследования, прежде всего на территории осадочных бассейнов Уральского регион, в перспективных районах на обнаружение новых нефтяных объектов и где уже проведены 3D сейсмические съемки.

Решение принципиальных проблем геотектоники, на наш взгляд, возможно при наличии *объемной* информации о строении глубинных слоев в регионах, неодинаковых в проявлении эндогенных и экзогенных энергетических воздействий на разных геологических этапах развития Земли. Уральский регион может стать одним из мировых полигонов для этих целей. Потребуется продолжение здесь тематических исследований для изучения соотношения глубинных и приповерхностных структур, тектоники и геодинамики формирования современного облика геологической среды с привлечением специалистов различного профиля. Кроме того, необходимо продолжить бурение сверхглубоких скважин, что позволит получить конкретную информацию о верхних сейсмогеологических этажах земной коры: поверхности древнего кристаллического фундамента (сейсмогеологический раздел K_{01}) и поверхности протокоры (сейсмогеологический раздел K_2), необходимую для развития предложенной технологии сейсмогеокартирования кристаллической коры с постановкой специальных объемных геофизических исследований в районах намеченного бурения (рис. 6). Реализация этих направлений позволит решить целый ряд задач, связанных, в первую очередь, с поисками месторождений углеводородов в более глубоких горизонтах известных нефтегазовых провинций и новых районах, а также твердых полезных ископаемых.

Исследования южной части территории до широты 60º выполнены при поддержке проекта фундаментальных научных исследований УрО РАН 15-18-5-33 (№ 0394-2015-0021).

Исследования южной части территории в пределах широт 60–68º выполнены при поддержке проекта Российского научного фонда № 14-27-00059.

Литература

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М. Генеральные тектонические модели Западно-Сибирской геосинеклизы // Горные ведомости. 2008. № 3. С. 6–23.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Алейников Е.А., Лукомская К.Г. Типизация пермско-триасовых вулкано-тектонических депрессий и грабенов Западной Сибири // Горные ведомости. 2010. № 5. С. 6–32.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Сергеев С.А., Шокальский С.П., Горбачев В.И., Наркисова В.В., Тарханов Г.В. Первые U-Pb датировки по цирконам докембрийских грани-

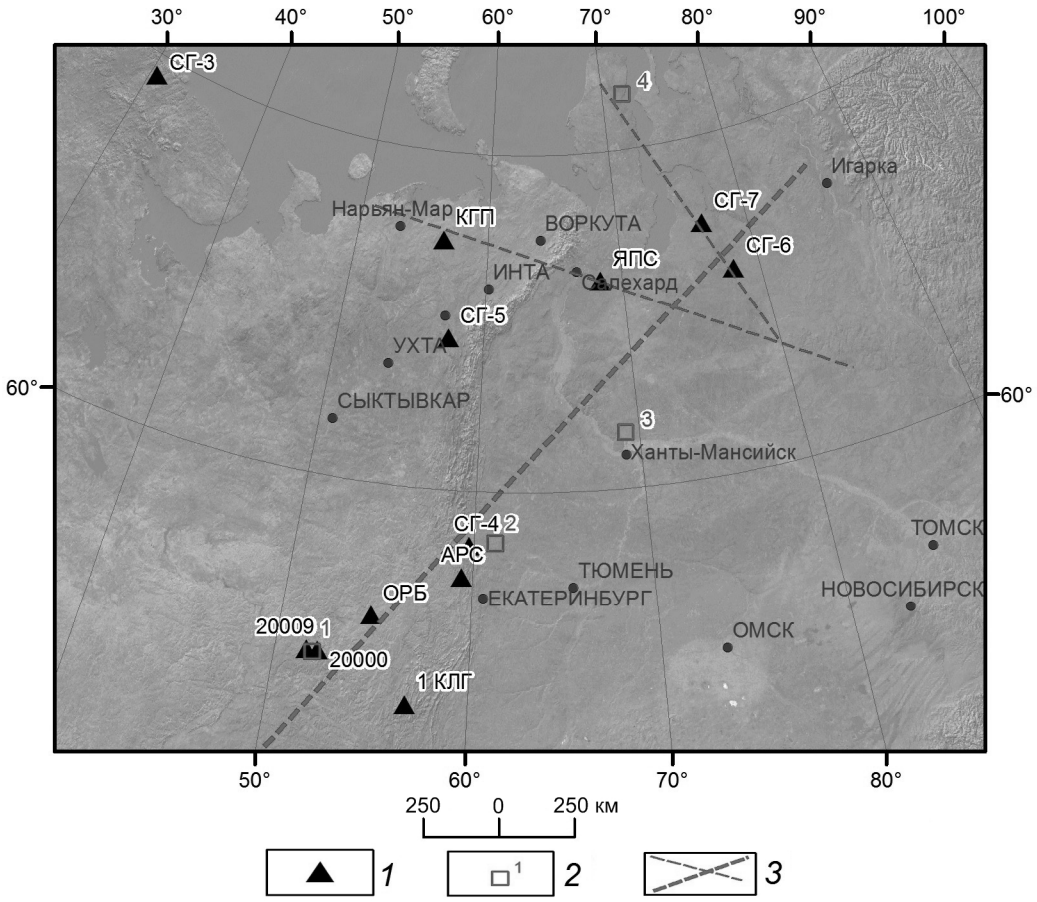


Рис. 6. Схема расположения скважин сверхглубокого, глубокого бурения и предлагаемых для бурения в будущем в Уральском регионе.

Условные обозначения: *1* – скважины сверхглубокого и глубокого бурения: Тюменская (СГ-6), Ен-Яхинская (СГ-7); *2* – предлагаемые положения глубоких параметрических скважин: Альметьевская глубиной до 8 км (1), Салдинская глубиной до 6 км (2), Ханты-Мансийская глубиной до 8 км (3), Ямальская глубиной до 10 км (4); *3* – опорные региональные геолого-геофизические трансекты.

Примечание: остальные условные обозначения см. рис. 5

то-гнейсов из фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы // Горные ведомости. 2013. № 4. С. 14–31.

Бочкарев В.С., Чувашов Б.И. Уралиды и неомобилизм // Горные ведомости. 2014а. № 11. С. 6–26.

Бочкарев В.С., Чувашов Б.И. Уралиды и неомобилизм // Горные ведомости. 2014б. № 12. С. 6–17.

Брюханов В.Н. Карта космогеологических объектов России. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995.

Булин Н.К., Власов Н.Б., Гальперов Г.В., Солодилов Л.Н. Евразийский широтный линеамент 52° с.ш. (геофизический и минерагенический аспекты) // ДАН. 2004. Т. 395. № 6. С. 786–790.

Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулагин И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083–1107.

Геологическая карта России и прилегающих акваторий. М 1:2500000 / Под ред. О.В. Петрова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012.

Геофизические поля и геодинамика литосферы Беларуси / Под ред. Р.Г. Гарецкого. Минск: ИГН НАН Беларуси, 2002. 166 с.

Глуховский М.З. Масштабные импактные события архея и палеопротерозоя и их влияние на тектоническую эволюцию ранней Земли в аспекте сравнительной планетологии // ДАН. 2014. Т. 456. № 1. С. 64–69.

Глуховский М.З., Кузьмин М.И. Внеземные факторы и их роль в тектоническом рай-

онировании Земли в раннем докембрии // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 7. С. 1225–1249.

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.

Григорьева С.В., Макаров В.И. Новейшая структурно-геодинамическая зональность Западно-Сибирской платформы // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2014. № 2. С. 114–120.

Драгунов В.И. Транссибирский линеамент // Географический сборник. Т. 15. Астрогеология. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 47–70.

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

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

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

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Схема тектонического районирования Уральского региона на основе геолого-геофизической информации о строении верхней части литосферы // Отечественная геология. 2013. № 1. С. 43–58.

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Тектоническое строение, гранитизация и нефтегазоносность земной коры Приуральской области Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2015а. № 4. С. 7–15.

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

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.

Дружинин В.С., Осипов В.Ю., Начапкин Н.И. Субширотные дислокации в модели земной коры Приуральской области Западно-Сибирской геосинеклизы // Уральский геофизический вестник. 2015в. № 2(26). С. 13–23.

Дружинин В.С., Ракитов В.А., Осипов В.Ю., Начапкин Н.И., Недядько В.В. Строение земной коры Полярного сектора Уральской складчатой системы по данным ГСЗ // Геология и геофизика. 2014б. Т. 55. № 3. С. 498–505.

Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Халевин Н.И. Глубинное строение Уральского региона // Советская геология. 1986. № 2. С. 110–117.

Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Сурина О.В., Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д. Строение тектоносферы Урала и Западно-Сибирской платформы по электромагнитным данным // ДАН. 2008. Т. 423. № 5. С. 685–688.

Егоркин А.В. Геологическая информативность многоволнового ГСЗ на примере изучения севера Европейской части России // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 85–97.

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

Ехлаков Ю.А., Белоконь Т.В., Корбух Ю.А., Звягин Г.А., Сиротенко Л.В., Коблова А.З. Новые данные по геологии нижнего девона и силура по результатам бурения Колвинской параметрической скважины // Советская геология. 1991. № 8. С. 86–95.

Казмин Ю.Б., Лобковский А.И., Кононов М.В. Геодинамическая модель эволюции арктического бассейна в мелу и кайнозое // ДАН. 2015. Т. 462. № 5. С. 565–571.

Колодяжный С.Ю. Структура и эволюция Сурско-Камской зоны сдвига в кайнозое (Верхне-Уральская антиклиза ВЕП) // Геотектоника. 2015. № 4. С. 30–53.

Кони М.Л. Вятские дислокации: динамика формирования и выражение в новейшей структуре Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2012. № 6. С. 53–77.

Космогеология СССР / Под ред. В.Н. Брюханова, Н.В. Межеловского. М.: Недра, 1987. 240 с.

Костюченко С.Л., Морозов А.Ф., Кременецкий А.А. Тимано-Урало-Пайхойская коллизионная область. М.: Геокарт-ГЕОС, 2012. 210 с.

Кременецкий А.А., Морозов А.Ф., Пилицын А.Г., Бескин С.М., Полякова Т.Н., Мильштейн Е.Д. Геохимическое картирование Арктики: научная парадигма, технология предварительной работы // Разведка и охрана недр. 2015. № 6. С. 8–21.

Крылов Н.А., Гризин А.Я. Новые данные о структуре пермо-триаса Устюрта, Узбекистан // Геотектоника. 2015. № 4. С. 54–66.

Макаров В.И., Григорьева С.В. Закономерности новейшей тектонической структуры Сибирской платформы // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2013. № 2. С. 99–114.

Макаров В.И., Григорьева С.В., Макеев В.М. Карта новейшей тектонической структуры территории Российской Федерации. М 1: 2500000. М., 2013.

Нигматзянов Р.С. Галактические первоисточники границ в истории Земли // Отечественная геология. 2015. № 3. С. 70–83.

Основные результаты глубокого и сверхглубокого бурения в России. СПб.: Изд-во Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.

Павленкова Н.И. Ротационно-флюидная модель глобального тектогенеза // Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений (к столетию со дня рождения П.Н. Кропоткина). М.: Геос, 2012. С. 79–102.

Перцов А.В., Антонов В.С., Гальперов Г.В., Турченко С.Н. Линеаментная сеть, контролирующая размещение суперкрупных месторождений России // ДАН. 2002. Т. 383. № 1. С. 87–89.

Рыбалка В.М. Использование данных о глубинном строении для мелкомасштабного прогнозирования // Разведка и охрана недр. 1977. № 8. С. 31–36.

Соболев И.Д. Тектоническая схема Северного, Среднего и северо-восточной части Южного Урала. М 1:2500000 // Геология СССР. Т. XII. Приложение. М., 1968.

Соколов А.Г., Деникевич Н.А., Черепанов А.Г., Леверенц Д.А. Строение кристаллического фундамента в краевой зоне Восточно-Европейской платформы // Геология нефти и газа. 2011. № 4. С. 39–46.

Ступакова А.В. Структура и нефтегазоносность Баренц-Карского шельфа и прилегающих территорий // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 99–115.

Ступакова А.В., Бордунов С.И., Сауткин Р.С., Суслова А.А., Перетолчин К.А., Сидоренко С.А. Нефтегазоносные бассейны Российской Арктики // Геология нефти и газа. 2013. № 3. С. 30–47.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акватории М 1:4000000 / Под ред. Е.Е. Милановского. М.: Картография, 2007.

Тяпкин К.Ф. Изменение положения оси вращения в теле Земли: причины, механизм использования для объяснения глобальных тектонических процессов в земной коре // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 6. С. 91–100.

УДК 550.834.3(571.1)

СХЕМА ТЕКТОНИКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛИТЫ

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

Аннотация. Рассмотрена схема тектонического строения земной коры южного продолжения Калтасинского авлакогена, составленная с учетом имеющихся данных по ГСЗ и геолого-геофизической информации для всей юго-восточной окраины Восточно-Европейской плиты, включая Республику Башкортостан и Оренбургскую область. Внесены существенные коррективы в имеющиеся представления с учетом разломно-блоковой модели земной коры и наличия субширотных глубинных дислокаций. Подчеркнута их роль в тектонике фундамента осадочных бассейнов и при решении зонально-региональных вопросов прогнозирования перспективных районов для новых объектов поисков углеводородов.

Земная кора, глубинное строение.

SCHEME TECTONICS THE CRUST OF THE EAST-SOUTHEAST MARGIN OF EASTERN EUROPEAN PLATE

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

Abstract. The scheme of the tectonic structure of the crust of the southern continuation Kaltasinsky aulacogene compiled based on the data available on the NHS, and geological and geophysical data for the whole of the south-eastern margin of the East European plates, including the Republic of Bashkortostan and the Orenburg region. Made significant adjustments to existing ideas based fault-block model of the crust and the presence of deep sublatitudinal dislocations. Emphasize their role in the tectonics of the basement and sedimentary basins in dealing with regional issues zone-prediction promising areas for new objects of hydrocarbons prospecting.

Earth crust, deep structure.

Актуальность

В статье рассматривается территория Республики Башкортостан и Оренбургской области с координатами 52–56º с.ш., 53–57º в.д. В северной части имеется несколько профилей ГСЗ, расположенные по ее окраине (рис. 1). Обобщение результатов ГСЗ и их увязка с геолого-геофизическими данными по технологии, разработанной и внедренной для основной территории Уральского региона (Дружинин и др., 2014), пока не сделаны и нуждаются в их решении.

Проблема состояния ресурсной базы углеводородного сырья является весьма острой для юго-востока Восточно-Европейской плиты (ВЕП) (Соловьев, Кондратьев, 2015). Основные продуктивные горизонты хорошо изучены и перспектив нахождения в них новых объектов нет. Поиски месторождений углеводородов (УВ) в ниже расположенных горизонтах рифея–венда (R–V) и поднадвиговой нефти на западном Урале пока не увенчались успехом.

По нашему мнению, решение этих вопросов возможно при наличии сведений о тектонике земной коры. На это указывают результаты исследований по Уральскому региону (Дружинин и др., 2014; 2016а; 2016б); намечена следующая особенность: приуроченность крупных нефтяных районов к отдельным блокам строения земной коры, обладающих повышенной углеводородогенерирующим потенциалом или, как отмечено в работе (Готтих и др., 2005), присутствием в них нефтеобразующих глубинных систем геохимически неоднородного источника. Преобладающая роль тектонического фактора видна на тектонической схеме кристаллического фундамента Оренбургской области (рис. 2), совмещенной со схемой расположения месторождений нефти и газа. Данные взяты из книги (Геологическое строение … , 1997).

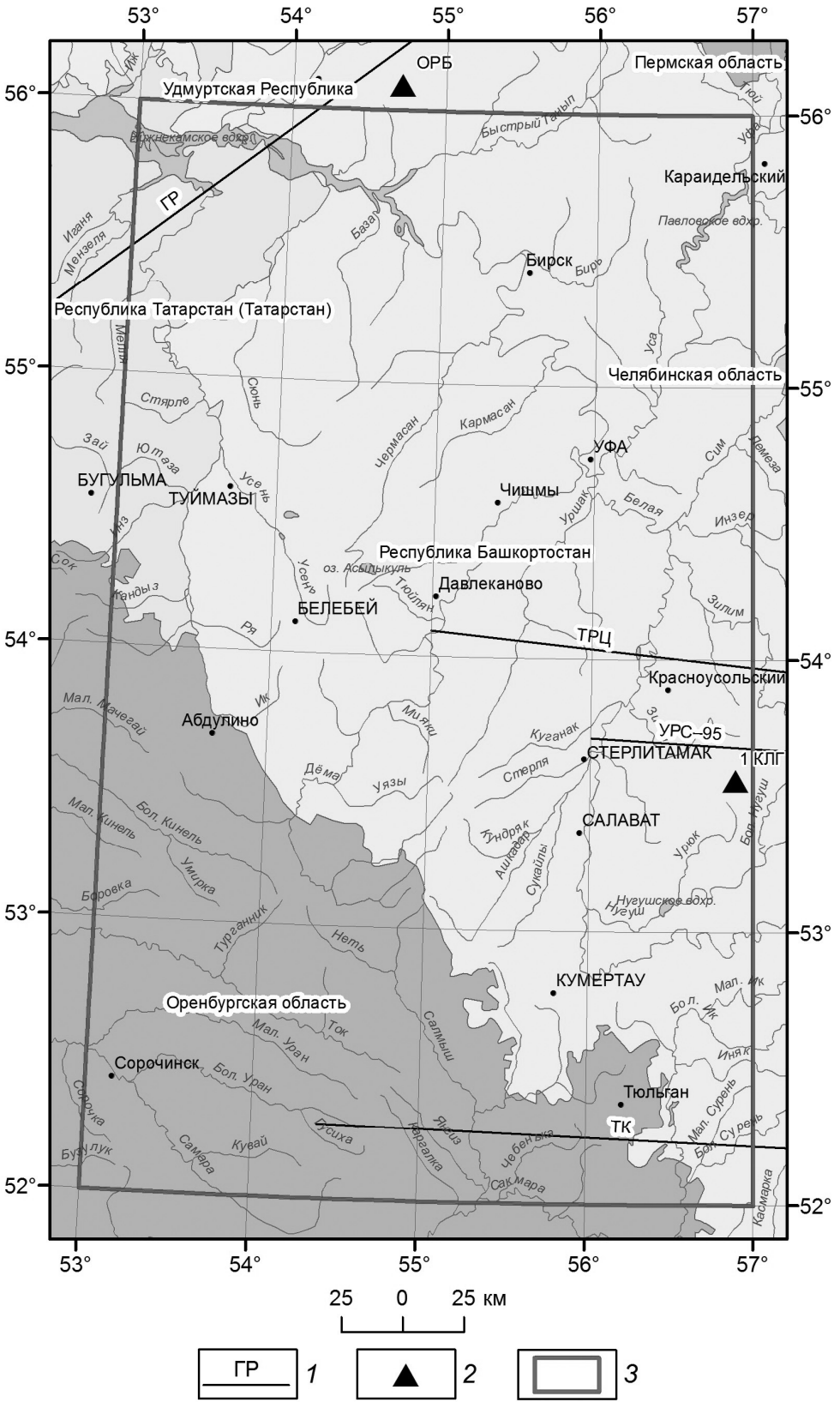


Рис. 1. Схема расположения геотраверсов и профилей ГСЗ

Условные обозначения: *1* – геотраверсы и профили ГСЗ (профили Баженовской геофизической экспедиции при участии Института геофизики УрО РАН: Троицкий (ТРЦ), геотраверс гранит (ГР); профиль ФГУНПП «Спецгеофизики» при участии БГЭ: Уралсейс (УРС–95); профиль ПО КазахстанГеофизика: профиль ГСЗ Темиртау-Куйбышев (ТК); *2* – скважины глубокого и сверхглубокого бурения: Орьебашевская (ОРБ), 1 Кулгунинская параметрическая (1 КЛГ); *3* – контур исследуемой площади

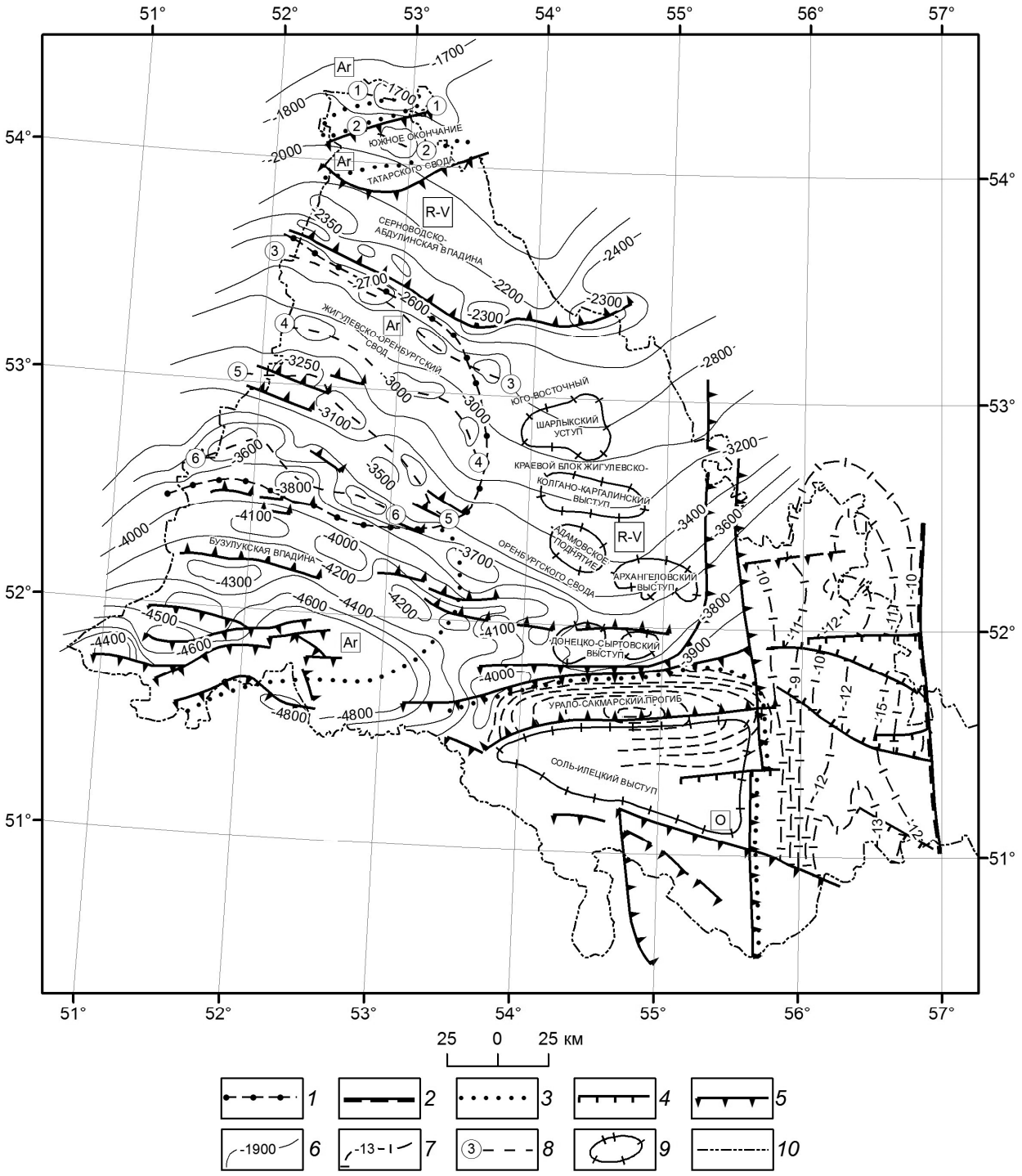


Рис. 2. Тектоническая схема кристаллического фундамента Оренбургской области (Геологическое строение … , 1997).

Условные обозначения: *1* – граница Жигулевско-Оренбургского свода; *2* – граница передовых складок Урала; *3* – границы разделения додевонской поверхности по стратиграфическому признаку AR-додевонский рельеф, образованный породами архея, R + V – то же, породами рифей-венда, O – то же, породами ордовика; *4* – гравитационные ступени; *5* – линии тектонических нарушений по данным геофизики; *6* – изогипсы додевонской поверхности по данным бурения скважин; *7* – изогипсы кровли кристаллического фундамента по данным гравиразведки; *8* – гряды-останцы поверхности кристаллического фундамента по данным бурения скважин (цифры в кружках): Домосейкинская (1), Таткандызская (2), Кирюшкинская (3), Жуковско-Донская (4), Гремячевско-Ольховская (5), Спиридоновско-Пойменная (6); *9* – выступы кристаллического фундамента по данным геофизики; *10* – административная граница Оренбургской области

Содержание исследований

Для составления схемы тектоники земной коры использовались: для северной части площади разрезы по профилям ГСЗ, положение которых показано на рис. 1, в увязке с тектоникой Бардымской площади из работы (Дружинин и др., 2014) (рис. 3); для всей территории – фрагменты карт тектоники России (Тектоническая карта … , 2007) (рис. 4), геологической карты (Геологическая карта … , 2012) (рис. 5), потенциальных полей (рис. 6, 7, цветная вкладка); данные по Ново-Елховской сверхглубокой скважине (СГ), Орьебашевской и Кулгунинской глубоких параметрических скважин.

На рис. 8, 9 приведены частично откорректированные сейсмогеологические разрезы земной коры по Троицкому профилю и геотраверсу Гранит, заимствованные из монографии (Дружинин и др., 2014). Разрез по геотраверсу Гранит был продлен по основным поверхностям раздела до Ново-Елховской СГ. Дополнительно к ним на рис. 10 (цветная вкладка) представлен сводный геолого-геофизический разрез (модель) по меридиану 55º в.д., расположенный в центральной части исследуемой территории

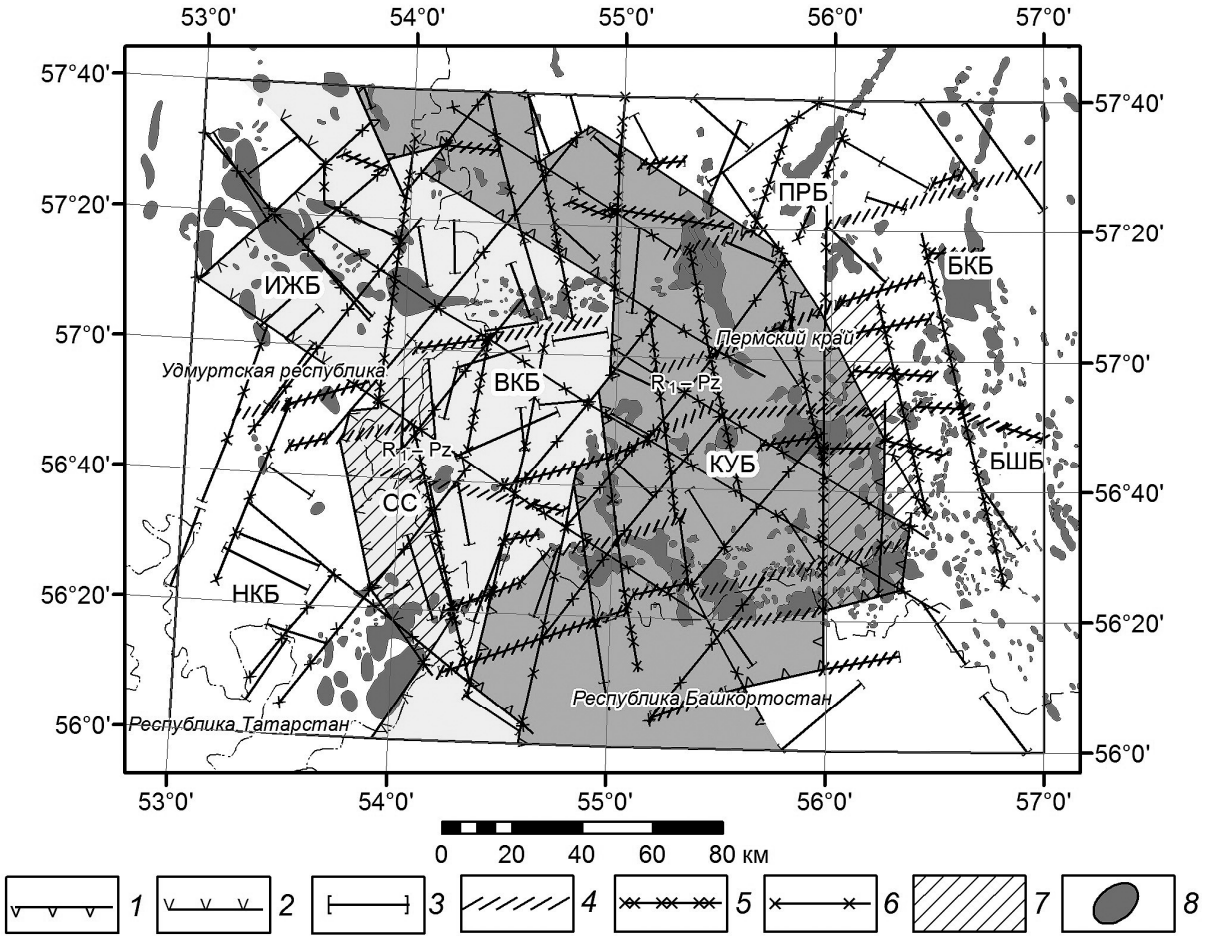


Рис. 3. Схема (макет) тектонического районирования (Бардымская площадь), с учетом элементов новейшей тектоники (Дружинин и др., 2012).

Составлена на основе глубинной информации с учетом данных по космодешифрированию, геоморфологии и геофизических линеаментов.

Условные обозначения. Блоки земной коры: ИЖБ – Ижевский, НКБ – Нижнекамский, ВКБ – Воткинский, КУБ – Куединский, ПРБ – Пермский, БКБ – Бымско-Кунгурский, БШБ – Башкирский, СС – Сарапульская структура; границы основных тектонических подразделений: *1* – Калтасинский блок; *2* – западная граница блоков с увеличенной глубиной залегания поверхности древнего кристаллического фундамента; дизъюнктивная тектоника: *3* – линеаменты новейшей тектоники; элементы глубинной тектоники: *4* – субширотные дислокации; *5* – субвертикальные разломы; *6* – основные составляющие сдвиговой тектоники; *7* – пограничные зоны; *8* – известные месторождения нефти (Неганов, 2010)

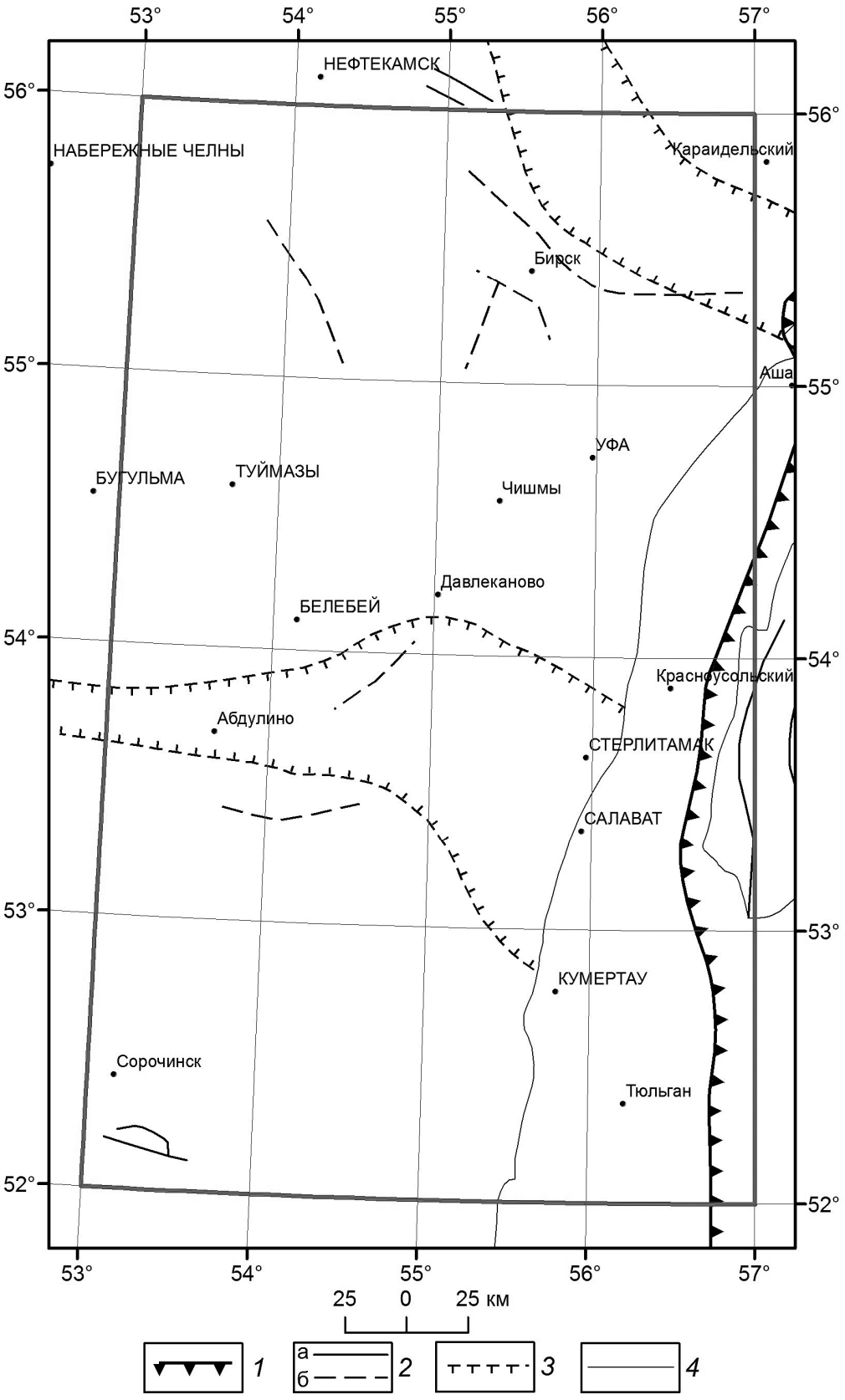


Рис. 4. Фрагмент тектонической карты России, сопредельных территорий и акваторий. Масштаб 1:4000 000, 2007 г. (Тектоническая карта … , 2007).

Условные обозначения: *1* – главные надвиги и фронтальные линии шарьяжей; *2* – сбросы и взбросы (а – достоверные, б – предполагаемые); *3* – предполагаемые сбросы и взбросы со значительным вертикальным смещением; *4* – достоверные границы структур

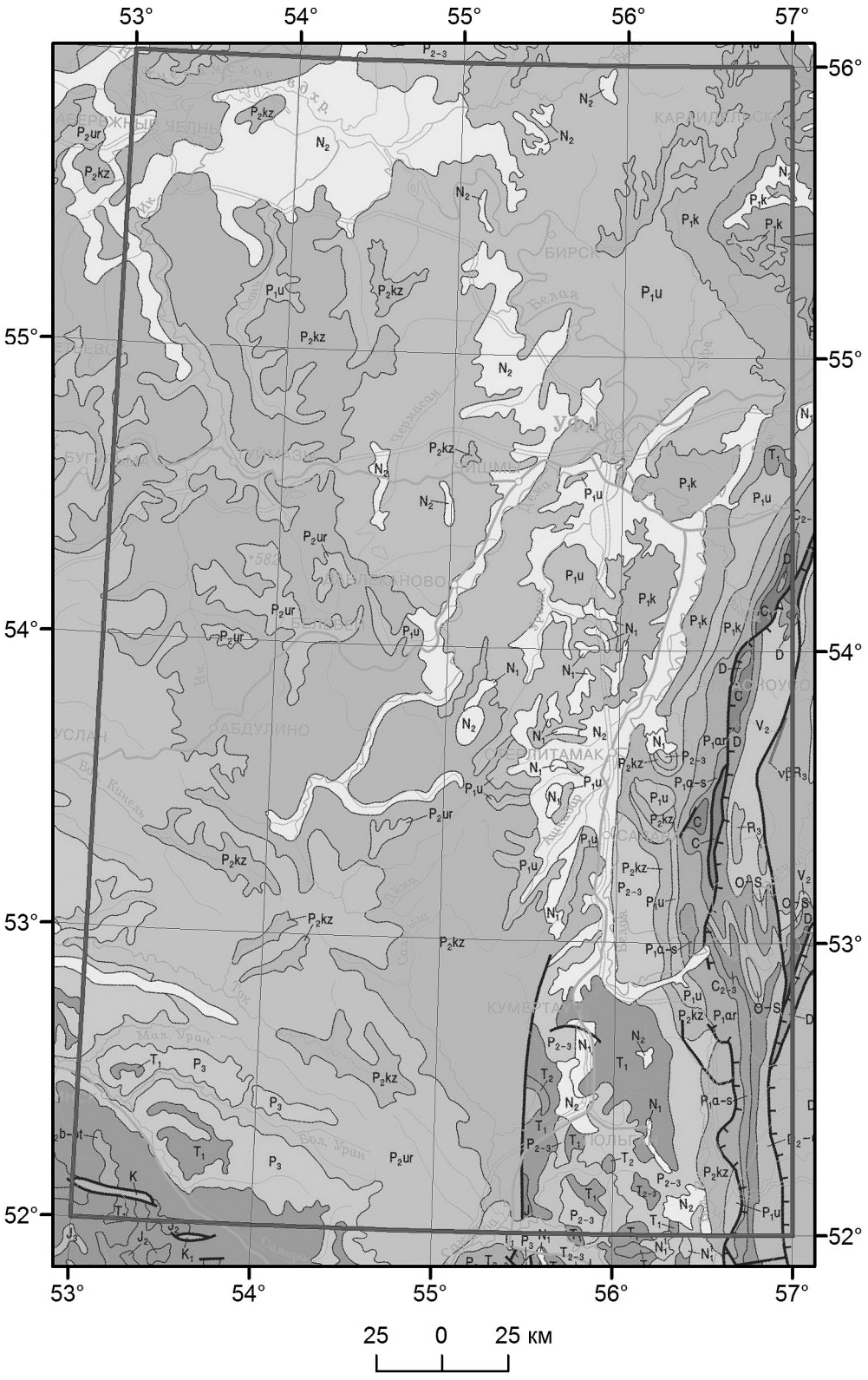


Рис. 5. Фрагмент геологической карты России (Геологическая карта … , 2012)

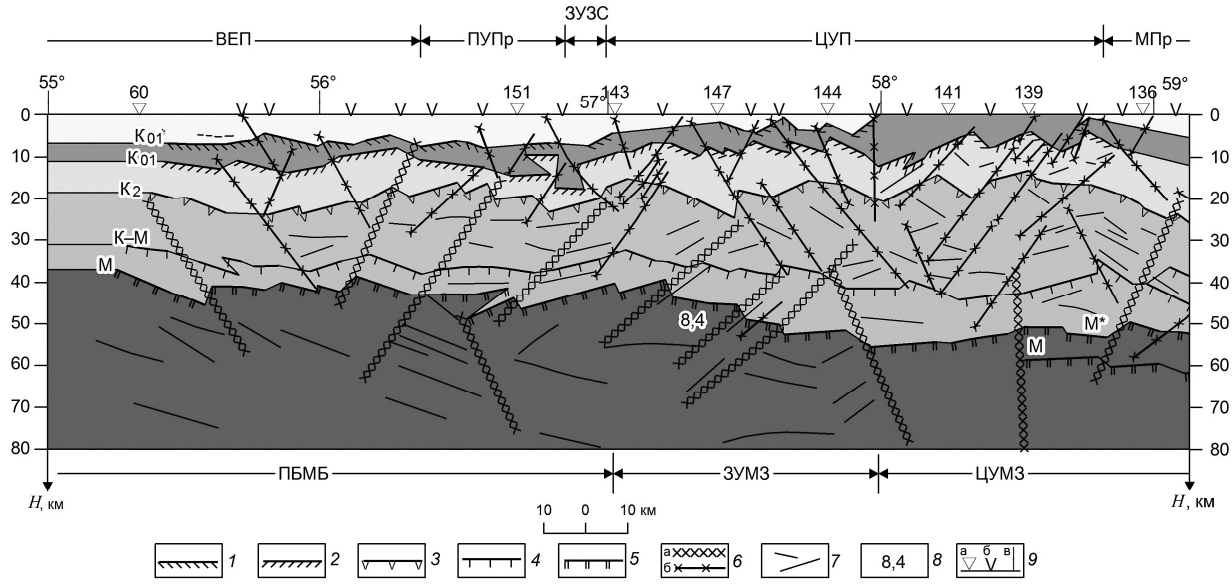


Рис. 8. Сейсмогеологический разрез земной коры по Троицкому профилю ГСЗ

Условные обозначения. Поверхности раздела сейсмогеологических этажей (СГЭ), построенные по совокупности сейсмических данных, включая схематические скоростные разрезы: *1* – кровля нижнего мегакомплекса, входящего в состав первого СГЭ ($К_{01}$*); *2* – кровля второго СГЭ или древнего кристаллического фундамента ($К_{01}$); *3* – кровля третьего СГЭ или протокора ($К_2$) (а), подошва комплекса верхней части протокоры, представленного гнейсами, гнейсо-амфиболитами, амфиболитами, габброидами (б); *4* – переходного мегакомплекса в низах коры (К–М); *5* – основной сейсмогеологический раздел Мохо (М); *6* – предполагаемые зоны глубинных разломов (а) и глубинные разломы преимущественно в верхней коре (б); *7* – отражающие элементы в пределах выделенных СГЭ; *8* – значение скорости продольных волн *V*р, в км/с; *9* – линия профиля с пунктами взрывов (а), пунктами приема (б), градусной привязкой (в).

Районирование земной коры по особенностям глубинного строения: Пермско-Башкирский мегаблок (ПБМБ), Западно-Уральская мегазона (ЗУМЗ), Центрально-Уральская мегазона (ЦУМЗ), Восточно-Европейская плита (ВЕП), Предуральский прогиб (ПУПр), Западно-Уральская зона складчатости (ЗУЗС), Центрально-Уральское поднятие (ЦУП), Магнитогорский прогиб (МПр)

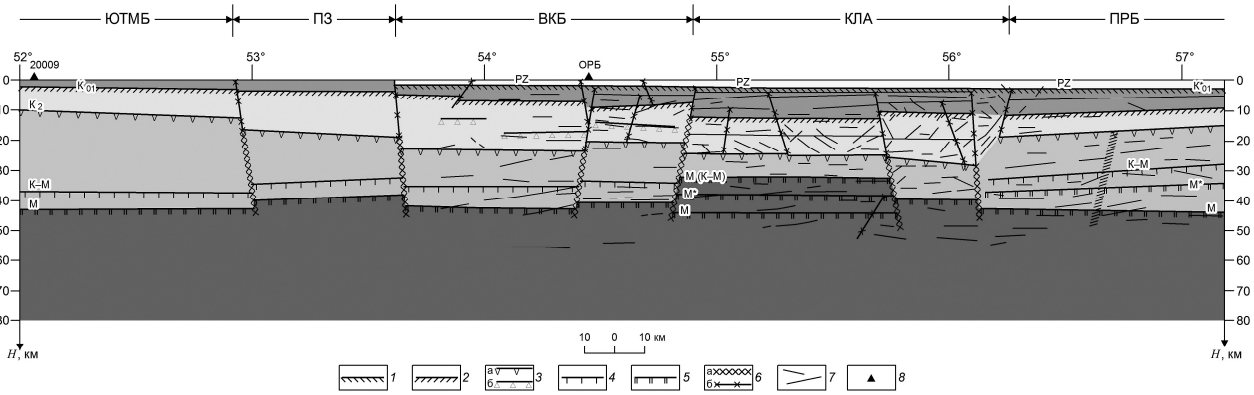


Рис. 9. Сейсмогеологический разрез земной коры по геотраверсу Гранит

Условные обозначения. Поверхности раздела сейсмогеологических этажей (СГЭ), построенные по совокупности сейсмических данных, включая схематические скоростные разрезы: *1* – кровля нижнего мегакомплекса, входящего в состав первого СГЭ ($К_{01}$*); *2* – кровля второго СГЭ или древнего кристаллического фундамента ($К_{01}$); *3* – кровля третьего СГЭ или протокора ($К_2$) (а), подошва комплекса верхней части протокоры, представленного гнейсами, гнейсо-амфиболитами, амфиболитами, габброидами (б); *4* – переходного мегакомплекса в низах коры (К–М); *5* – основной сейсмогеологический раздел Мохо (М); *6* – предполагаемые зоны глубинных разломов (а) и глубинные разломы преимущественно в верхней коре (б); *7* – отражающие элементы в пределах выделенных СГЭ; *8* – проекции глубоких параметрических скважин: Новоелховской (20009), Орьебашевской (ОРБ).

Районирование земной коры по особенностям глубинного строения: Южно-Татарский мегаблок (ЮТМБ), ПЗ – пограничная зона (ПЗ), Верхнекамский блок (ВКБ), Калтасинский авлакоген (КЛА), Пермский блок (ПРБ)

(Дружинин и др., 2016а).

При анализе перечисленной совокупности геолого-геофизической информации использовался опыт подобных исследований на нескольких площадях региона (Дружинин и др., 2014; 2015б; 2016б). Он показал, что в качестве приоритетной является разломно-блоковая сложноустроенная модель земной коры, особенности которой проявлены в региональных чертах строения приповерхностных структур и фундамента осадочных бассейнов, расположении нефтегазовых районов, потенциальных полях и неотектонике.

По результатам анализа профильных данных ГСЗ, потенциальных полей Δg, ΔT, сверхглубокой и глубокой скважин определена в пределах Бардымской и Орьебашевской площадей (интервал широт 50–64º с.ш.) Калтасинская рифт-авлакогенная пограничная зона (КЛПЗ) субмеридиональной направленности. Она находится между мегаблоками восточной окраины ВЕП, различающихся по возрасту и составу: Южно-Татарский мегаблок, представленный нижнеархейскими гнейсами и протогеосинклинальными комплексами нижнего протерозоя и гранитоидами протерозоя в Пермско-Башкирском мегаблоке (ПБМЗ) (Дружинин и др., 2014; 2015а). Такое положение пограничного шва и его тектоническая нагрузка существенно отличаются от тектонической карты России (Тектоническая карта … , 2007), на которой Калтасинский авлакоген после широты 56º с.ш. имеет значительное отклонение на юго-восток, примыкая на востоке к Башкирскому выступу западного склона Урала.

Для согласования с имеющимися данными о тектонике фундамента более южных широт и подтверждения выдвинутого положения о наличии на юго-востоке ВЕП региональной пограничной структуры, были проанализированы данные по тектонике фундамента Оренбургской области (Геологическое строение … , 1997). Имеющиеся конкретные данные, представленные на рис. 2, были рассмотрены в рамках регионально-разломной модели земной коры. На авторской схеме показано разделение фундамента Оренбуржья на нижнеархейский (AR_1) на западе и протерозойско-вендский (PR–V) на востоке, что согласуется с выше приведенными данными о подобной границе в северных широтах. Тектонические локальные элементы объединены авторами в субширотные зоны дислокаций. То же относится к диагональным разломам.

Следует заметить, что породы вендского комплекса представлены осадочными породами и относятся к нижерасположенным отложениям осадочного слоя. Это позволило составить схему тектоники кристаллической коры для всей юго-восточной окраины ВЕП.

Результаты исследований

На рис. 11 представлена сводная схема тектонического строения земной коры юго-востока ВЕП с учетом схемы тектоники кристаллического фундамента Оренбуржья (Геологическое строение … , 1997).

Результаты сводятся к следующему:

- Основными тектоническими структурами являются Южно-Татарский свод (ЮТС), Пермско-Башкирский и Оренбургский мегаблоки, которые разделены Калтасинским пограничным швом. Этот шов разделяет древний фундамент нижнеархейского возраста (ЮТМБ) от нижнепротерозо-рифейского на востоке и соответствует рифт-авлакогенной структуре континентальной коры. Он прослежен в интервале широт 50–58º с.ш. (северный борт Прикаспийской синеклизы) и может быть отнесен к главной разломной структуре восточной и юго-восточной окраины ВЕП; он имеет субмеридиональное простирание, располагаясь в районе меридианов 54–55º в.д. с отклонениями отдельных звеньев до 50–100 км от него; по результатам исследований на Бардымской площади этот элемент прослежен до 58º с.ш.
- Фундамент (поверхность K_{01}) ЮТС по данным бурения СГ и глубоких параметрических скважин представлен нижнеархейскими гнейсами с мелкими интрузиями основного и ультраосновного

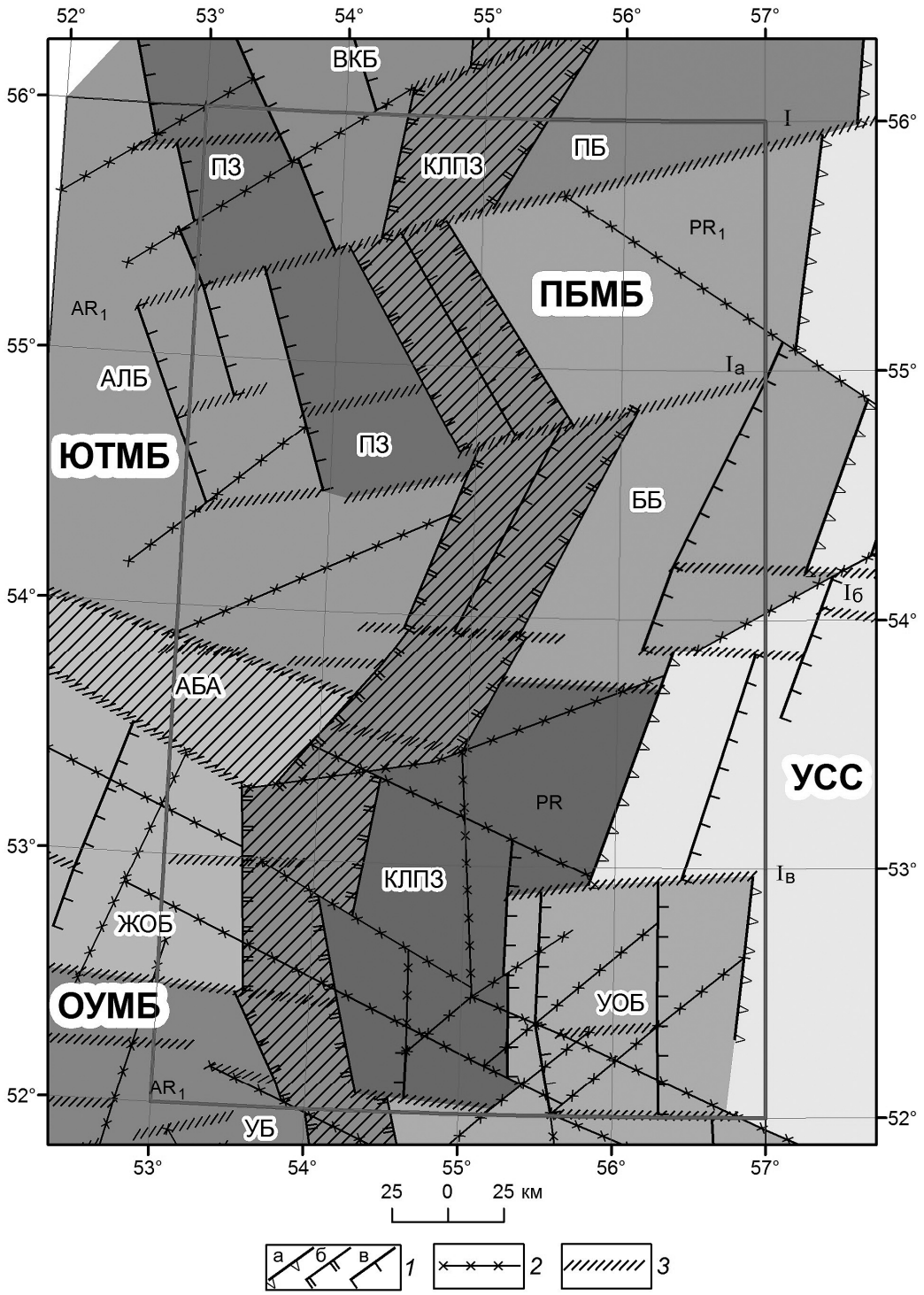


Рис. 11. Сводная схема тектонического районирования кристаллической коры юго-востока Восточно-Европейской плиты с учетом схемы тектоники кристаллического фундамента Оренбуржья

Условные обозначения: *1* – границы: восточной окраины ВЕП (а), пограничной зоны между мегаблоками ВЕП (б), блоков (в); *2* – предполагаемые глубинные разломы; *3* – элементы субширотных нарушений, соответствующие глубинным дислокациям кристаллической коры и их номера; **Мегаблоки:** Южно-Татарский (ЮТМБ), Пермско-Башкирский (ПБМБ), Оренбургско-Уральский (ОУМБ), Уральская складчатая система (УСС); Переходная зона (ПЗ), Калтасинская пограничная зона (КЛПЗ), Абдулинский авлакоген (АБА);
Блоки: Альметьевский (АЛБ), Башкирский (ББ), Верхнекамский (ВКБ), Жигулевско-Оренбургский (ЖОБ), Уфимско-Оренбургский (УОБ), Пермский (ПБ), Уральский (УБ).
Примечание: Для сохранения порядка нумерации в ранее составленных схемах на этой схеме они обозначены под номером I с добавлением буквенных индексов (Iа–Iв)

состава. Он перекрыт незначительным чехлом палеозойских отложений (1,8–2,5 км). Погружение поверхности K_{01} на восток имеет ступенчатый характер с максимальным погружением до 10–12 км в пределах Верхнекамского блока (впадины) и Калтасинского авлакогена до 10–15 км (по данным ОГТ, выполненных ПАО Пермнефтегеофизика (Неганов, 2010)) и ГСЗ (см. рис. 8, 9). Нижняя часть осадочного слоя представлена по данным ГСЗ на Свердловском профиле и Орьебашевской глубокой скважины нижнерифейскими комплексами: карбонатами (доломитами) мощностью до 2,0–2,5 км со значениями скорости Vр = 6,8–7,0 км/с и терригенными осадками мощностью 5,0 км и более (по данным ОГТ) с пониженными значениями скорости Vр = 5,0–5,3 км/с (данные кинематического моделирования волн в первых вступлениях с учетом наличия высокоскоростного пласта (Дружинин и др., 1976)). Первая ступень погружения соответствует на схеме переходной зоне (ПЗ), в которой наблюдаются аномальные участки повышенной основности (локальные положительные аномалии Δg), положение которых подчеркивает восточный выступ ЮТС; вторая ступень, севернее широты 55º30` с.ш. в пределах Бардымской площади отождествляется с Верхнекамской впадиной (Неганов, 2010) или Верхнекамским блоком кристаллической коры (Дружинин и др., 2014), древний фундамент которого подобен ЮТС.

- Аномальность глубинного строения земной коры пограничной структуры между двумя мегаблоками, установленная по данным ГСЗ на Свердловском профиле и геотраверсе Гранит (см. рис. 8, 9), позволяет отнести ее на исследуемой части территории ВЕП к разряду пограничных зон континентальной коры, к типу рифт-авлакогенной структуры под названием Калтасинская пограничная зона разломов. Не исключено, что в краевых частях она представлена авлакогенами в палеозойских отложениях, как это показано на схеме тектоники фундамента Оренбуржья.
- Характерной особенностью составленной схемы является значительный выступ ЮТС на широтах 56º30`–54º с.ш. на восток на 70–100 км, которому соответствует аналогичное изменение контуров КЛПЗ, ПБМБ с сохранением размеров отклонений.
- Надрегиональная широтная зональность верхней части литосферы проявлена в расположении геоструктур континентальной коры. Например, северному ограничению КЛПЗ ВЕП соответствует на востоке Уральской складчатой системы (УСС) северное ограничение структур Северного Казахстана и смена фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы, прекращение прослеживания Тюменско-Кустанайского прогиба, соответствующего пограничной структуре собственно уралид (Дружинин и др., 2014, 2015а). На составленной схеме (см. рис. 11) выделены региональные субширотные дислокации, разграничивающие блоки разной конфигурации и, по-видимому, строения; им присвоены номера Ia–Iв. Более подробно этот вопрос рассмотрен в первой статье авторов в этом сборнике.
- Установлено существенно иное положение Калтасинского авлакогена по сравнению с тектонической картой России (Тектоническая карта …, 2007), на которой он показан восточнее Орьебашевской глубокой скважины, впервые обнаружевшей значительные по мощности нижнерифейские отложения, расположенных ниже палеозойских пород мощностью 1,8 км (при глубине скважины 7,0 км так и не вскрывшей фундамент). Южнее широты 56º с.ш. юго-восточное направление авлакогена сменяется на тектонической карте на субширотное в сторону Башкирского выступа. Согласно составленной схемы Калтасинский авла-

коген, как пограничная зона между мегаблоками продолжается в меридиональном направлении на юг, сочленяясь к западу от г. Стерлитамак с Абдулинским субширотным авлакогеном; узлу сочленения соответствует увеличение его размеров более чем в 2 раза (согласно тектонической карты на рис. 3). На составленной обобщенной схеме тектоники юго-восточной окраины ВЕП пограничная зона продолжается южнее до северного борта Каспийской синеклизы. Наблюдаемый раздув в узле сочленения отрицательных структур фундамента указывает на существенно иную глубинную обстановку в нем по сравнению с обрамлением. При анализе тектоники фундамента на Бардымской площади было предположено наличие в ее пределах глубинной флюидогеодинамической зоны, играющей решающую роль в нефтеносности юга Пермской области и соседних районов Башкортостана; не исключено подобное образование к западу от г. Стерлитамак, в обозначенном узле.

Заключение и рекомендации

Выполненные исследования вносят существенные коррективы в тектоническое строение кристаллического фундамента восточной и юго-восточной окраин Восточно-Европейской платформы, которые следует учитывать при изучении структурно-тектонических особенностей строения нижерасположенных отложений нижнерифейско-вендского возраста (R_1–V) и поисков в них перспективных нефтегазоносных объектов. Прежде всего необходимо определиться с положением древнего кристаллического фундамента в зонах развития отложений R_1–V, относящегося к промежуточному комплексу с сейсмическими моделями, существенно отличных от платформенных отложений палеозоя по сложности и неупорядоченности строения; структурный фактор, рассчитанный на поиски месторождений углеводородов, не срабатывает в пределах поднятий, выделенных по традиционной технологии работ ОГТ, что может быть одной из причин отрицательных результатов поисков месторождений УВ в новых объектах (в нижерасположенных отложениях), перспективность которых по аналогии с отечественной и мировой практикой имеет место быть.

Подчеркнута роль субширотной зональности в тектонике фундамента, земной коре и приповерхностных структурах, дополняющих общую картину строения верхней части литосферы Уральского региона и необходимость ее учета по тектоническим построениям и оценке нефтегазоперспективности нижерасположенных отложений. Тоже самое относится к поискам поднадвиговой нефти. Прежде всего, необходим индивидуальный подход к выбору района поисков с учетом глубинной обстановки в региональном плане, включая типовую принадлежность земной коры. Благоприятная ситуация может быть *только в пределах отдельных участков*, поиски которых и должны быть первоначальной задачей при анализе специфики глубинного строения и приповерхностных структур. Неудачным примером поисков, в основе которых была положена идейная концепция, являются результаты бурения Кулгунинской глубокой параметрической скважины на Южном Урале и Аракаевской на Среднем Урале. Для успешной реализации регионально-зонального прогнозирования указанных объектов необходим учет специфики строения земной коры рельефа древнего кристаллического фундамента и широтной зональности верхней части литосферы.

Литература

Геологическая карта России и прилегающих акваторий. М 1:2500000 / Под ред. О.В. Петрова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012.

Геологическое строение и нефтегазоперспективность Оренбургской области / Под ред. А.С. Пантелеева, Н.Ф. Козлова. Оренбург: Оренбургское книжное изд-во, 1997. 272 с.

Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Нургалиев Д.К., Журавлев Д.З. Некоторые генетические ас-

пекты Ромашкинского нефтяного месторождения и его сателлитов // Отечественная геология. 2005. № 3. С. 3–11.

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., Осипов В.Ю., Начапкин Н.И. Тектонодинамическая модель кристаллической коры Урала и сопредельных территорий // ДАН. 2015а. Т. 463. № 2. С. 1–4.

Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Тектоническое строение, гранитизация и нефтегазоносность Приуральской части Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2015б. № 4. С. 7–15.

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. 2016а. № 10. С. 25–34.

Дружинин В.С., Осипов В.Ю., Чувашов Б.И. Динамика приповерхностных структур Приуральской области в верхнепермско-триасовое время и тектоническое районирование кристаллической коры Западно-Сибирской геосинеклизы // Литосфера. 2016б. № 4. С. 114–124.

Дружинин В.С., Соболев И.Д., Рыбалка В.М. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М.: Недра, 1976. 158 с.

Неганов В.М. Сейсмогеологическая интерпретация геофизических материалов Среднего Приуралья и перспективы дальнейших исследований на нефть и газ. Пермь: Изд-во «Алекс Пресс», 2010. 248 с.

*Соловьев Б.*Л*., Кондратьев А.Н.* Состояние, тенденции развития геологоразведочных работ и перспективы освоения неразведанного углеводородного потенциала Волго-Уральской нефтегазовой провинции // Геология нефти и газа. 2015. № 5. С. 4–14.

Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акватории М 1:4000000 / Под ред. Е.Е. Милановского. М.: Картография, 2007.

УДК.550.838

МЕЗОМЕХАНИЧЕСКИЙ СЦЕНАРИЙ ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ МАССИВА ДЕНЕЖКИН КАМЕНЬ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ В МАГНИТНЫХ И МАГНИТОАКУСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ ПОРОД

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

Аннотация. Представлена трехмерная интерпретация магнитного поля. Массив Денежкин Камень представляет собой агломерат блоков с различными магнитными характеристиками (магнитная восприимчивость χ, остаточная намагниченность I_n, и коэрцитивная сила H_c). Массив сформирован из трех основных блоков. Первый блок – дуниты, которые характеризуются высокой остаточной намагниченностью. Второй блок представлен пироксенитами. Третий блок (габбро) характеризуется высокой индуктивной намагниченностью. Исследуется динамическая модель представленного массива.

Магнитное поле, мезомеханика, динамические процессы.

MESOMECHANICAL SCENARIO OF THE DENEZHKIN KAMEN MASSIF DYNAMIC PROCESSES AND ITS MANIFESTATION IN MAGNETIC AND MAGNETOACOUSTIC CHARACTERISTICS OF ROCKS

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

Abstract. The three dimensional interpretation of profile curves of magnetic field is presented. The Denezhkin Kamen massif is represented by agglomerates of blocks with different magnetic characteristics (susceptibiity χ and remanent magnetization I_n, coercive force H_c). They consist of three general blocks. The first one is the dunite block, which is characterized by high ancient remanent magnetization. The second block comprises pyroxenite. The third block comprises gabbro, which is characterized with inductive magnetization. The dynamic model of this massif is investigating.

Magnetic field, mesomechanic, dynamic processes.

Введение

Петрогенетическая трактовка Платиноносного пояса Урала неоднократно видоизменялась по мере открытия новых фундаментальных фактов и смены геологических парадигм. Габбро-ультрамафитовые тела Пояса имеют сложную историю деформаций и метаморфизма. Традиционное представление о гипербазитовых массивах как о монолитных магматических «отливках» *in situ* не отвечает сумме накопленных данных, в том числе и геофизических. Ранее представление об уральских платиноносных массивах как о дунитовых «ядрах», окруженных концентрическими оболочками пироксенитов и габбро, по крайней мере, упрощено. Обращает на себя внимание тот факт, что дунитовые тела располагаются преимущественно на западной границе Пояса. И если в морфологии гравитационного поля мы находим соответствие дунитовым телам, то в магнитном поле нет аномалий, которые можно было бы соотнести им. Исследование особенностей Платиноносного пояса начато с его Североуральского сегмента.

Методика построения и особенности трехмерной магнитной модели

Для определения вклада в поле каждого из блоков, слагающих массив Денежкин Камень, применен аппарат факторного анализа. Роль переменных в факторном анализе играет набор данных на профилях, формирующих n-мерное пространство. В результате анализа происходит разделение наблюденного поля на составляющие. Распределение этих составляющих не зависит от априорных предположений интерпретатора и позволяет получить первое приближение, необходимое для построения объемной модели земной коры. В расчетах участвует матрица парных коэффициентов корреляции R, которая является положи-

тельно полуопределенной симметрической матрицей Грама ранга *m*. Любое свойство параметров, связанных с рангом исходной прямоугольной матрицы, может быть установлено с помощью матрицы коэффициентов корреляции. Так, *n* параметров могут быть выражены как линейные комбинации не менее чем *m* факторов, где *m* – ранг корреляционной матрицы параметров. В нашем примере число факторов равно пяти и соответствует числу источников поля, а сами факторы представляют собой поле локального источника на профиле, проходящем через его максимум.

Наиболее интересные результаты получены при разделении магнитного поля. Расчеты модели велись по методике, учитывающей эффект размагничивания, т. е. при взаимовлиянии всех магнитных блоков. Так, например, в пачке горных пород переменного наклона выделен блок, направление намагниченности которого изменяется от субгоризонтального в верхней части земной коры до современного в низах разреза (Пьянков и др., 2006). Пространственное распределение магнитного поля этого блока приведено на рис. 1.

У этого блока магнитная восприимчивость χ = 0,02 ед. СИ, а остаточная намагниченность I_n составляет около 10^{-4} мА/м. Такие свойства характерны для дунитов. Пироксениты характеризуются χ = 0,05 ед. СИ, а у верхнего слоя габбро магнитная восприимчивость может достигать 0,15 ед. СИ. Таким образом, пироксениты как по величине χ, так и пространственно располагаются между дунитами и тылаитами (габбро Дюпарка). Анализ распределения по разрезу вектора намагниченности I_n дунитов позволяет сделать предположение о деформировании западного крыла всей пачки горных пород в процессе эволюции

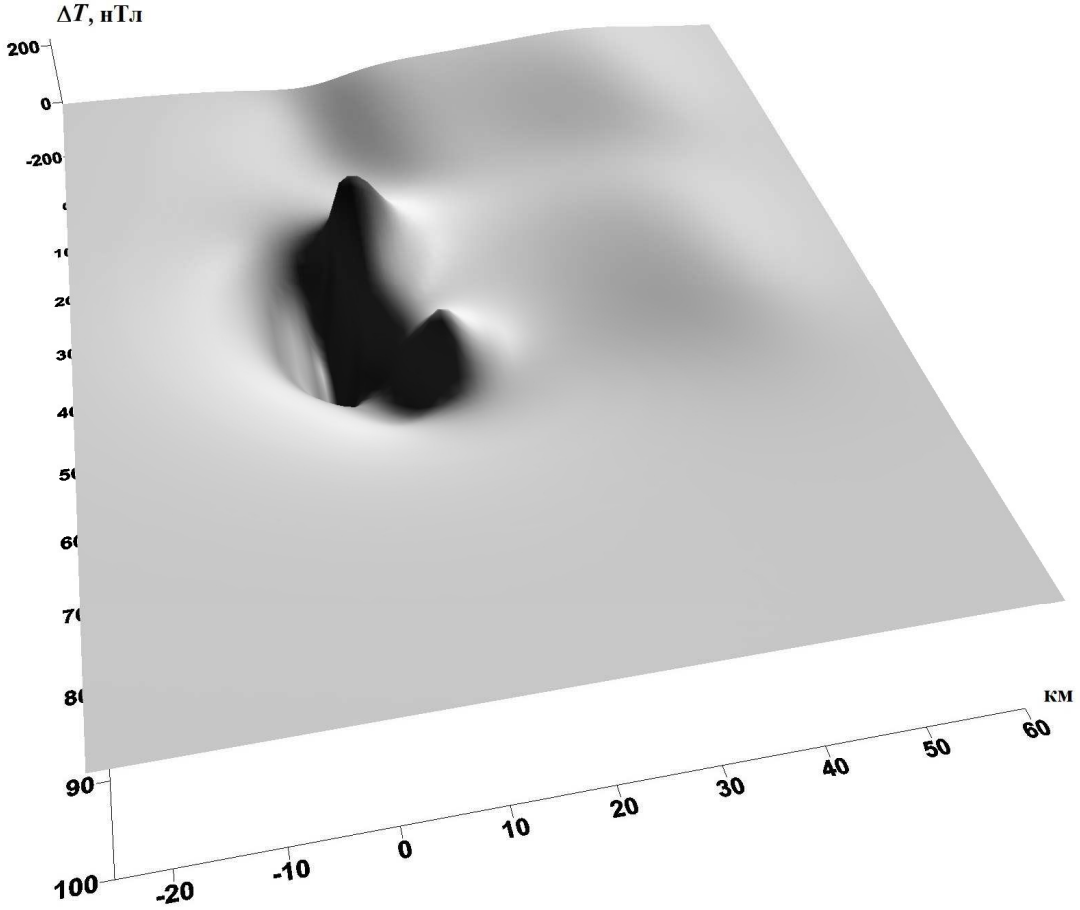


Рис. 1. Магнитное поле дунитового пласта

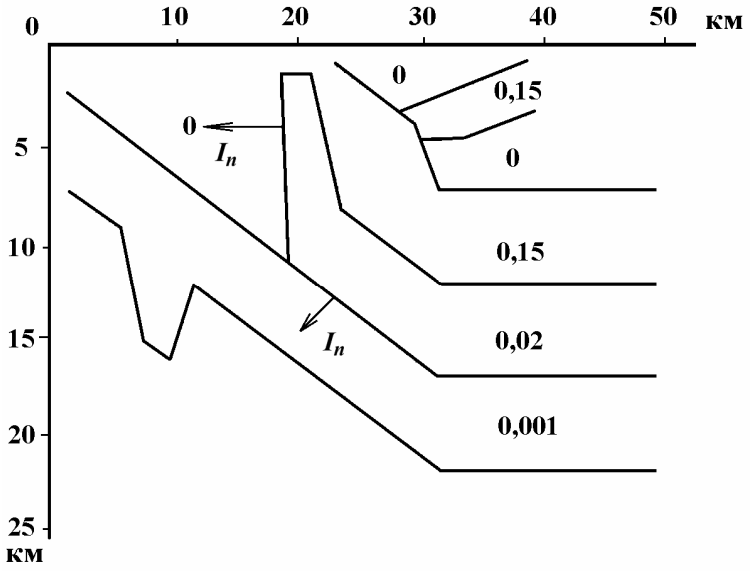


Рис. 2. Магнитный разрез земной коры

складчатой системы из первоначально горизонтального положения в субвертикальное (рис. 2).

Наибольший интерес для изучения представляет участок так называемого «горячего шва» – зоны механического контакта дунит-пироксенитовой пачки горных пород с габбро (рис. 3).

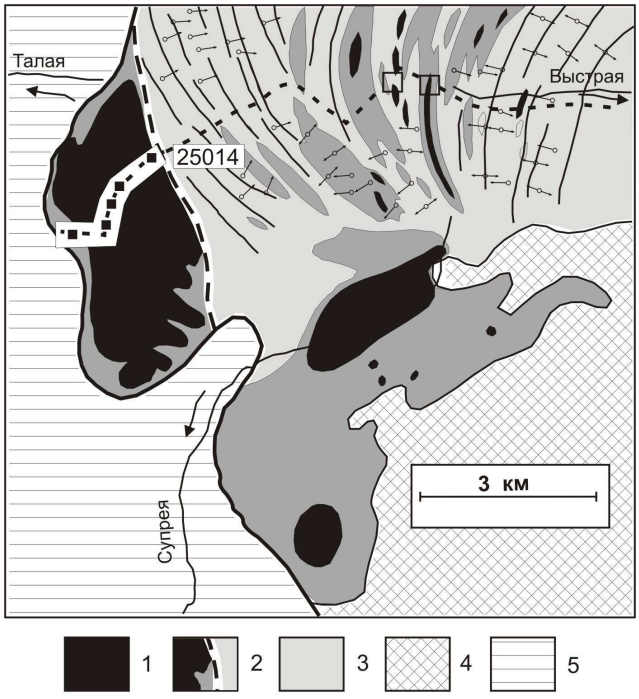


Рис. 3. Схема геологического строения массива Денежкин Камень (по данным А.А. Ефимова):
1 – дуниты; 2 – «горячий шов»; 3 – габбро; 4 – граниты; 5 – вмещающие породы

Мезомеханические процессы в зоне «горячего шва»

Предполагается, что породы деформированы в твердопластичном состоянии. Пироксениты существенно прочнее дунитов и габбро. Следовательно, эта контактирующая пачка горных пород (дуниты, пироксениты и габбро) деформируется несовместно. Что же должно происходить в системе дунит-пироксенит-габбро в процессе деформации, и каким образом реликты деформационных процессов могут проявляться в физических свойствах горных пород и, следовательно, в физических полях? Из мезомеханических парадигм следует, что деформируемые блоки земной коры являются открытой сильнонеравновесной системой. Самоорганизация этой системы в заданных граничных условиях нагружения обуславливает формирование диссипативных структур, эволюция которых определяет характер пластического течения дунитов и разрушения пироксенитового кольца на контакте с габбро. В слое пироксенитов деформация на мезоуровне проявляется в возникновении системы квазипериодических трещин. В объеме дунитов развиваются системы квазипериодических диссипативных мезополос локализованной деформации, четко коррелирующих с микротрещинами в пироксенитовом слое (Панин, 1998). Частота расположения

этих микротрещин зависит от соотношения механических характеристик пироксенитового слоя и дунитов, толщины пироксенитового слоя (в единицах мощности дунитов), характера переходной зоны и других факторов. В области сформировавшейся мезоструктуры наблюдается движение отдельных мезообъемов как целого по схеме «сдвиг + поворот». Далее происходит процесс вдавливания в породу поверхностных мезообъемов в виде трехгранных призм. Экструзия основного материала между вдавливаемыми призмами образует стационарную поверхностную волну (Киселев, Долгих, 2004). Локализация этого процесса в одном из сечений сопровождается сильным поворотом трехгранной призмы и образованием трещины на ее границе.

Реликты окатанных трехгранных пироксенитовых призм оказываются внедренными в экструдированную ферримагнитную матрицу габбро. Процессы экструзии находят свое отражение в прогрессивном уменьшении в направлении «горячего шва» размеров зерен матрицы габбро (рис. 4). Ферримагнитные домены магнетита как матрицы габбро, так и реликтов пироксенитовых призм сами по себе являются мезоструктурными носителями магнетизма и представляют собой объект изучения метода магнитоакустической эмиссии Баркгаузена. Известно, что при наложении внешнего магнитного поля ферримагнетик будет намагничиваться, причем на первой стадии намагничивание будет осуществляться за счет смещения междоменных границ. Пусть при изменении намагниченности от I_1 до I_2 при смещении границы от x_1 до x_2 происходит n скачков Баркгаузена. Так как каждый скачок Баркгаузена происходит на некотором немагнитном включении или локальном узле внутренних напряжений, то при обратном движении от x_2 до x_1 должно произойти такое же количество скачков обратного направления. Максимуму на кривой скачков Баркгаузена соответствует значение коэрцитивной силы H_c. Исследования магнитоакустического эффекта Баркгаузена на образцах, отобранных на субширотном профиле, пересекающем зону «горячего шва» массива Денежкин Камень, показали, что для подавляющего большинства образцов характерна

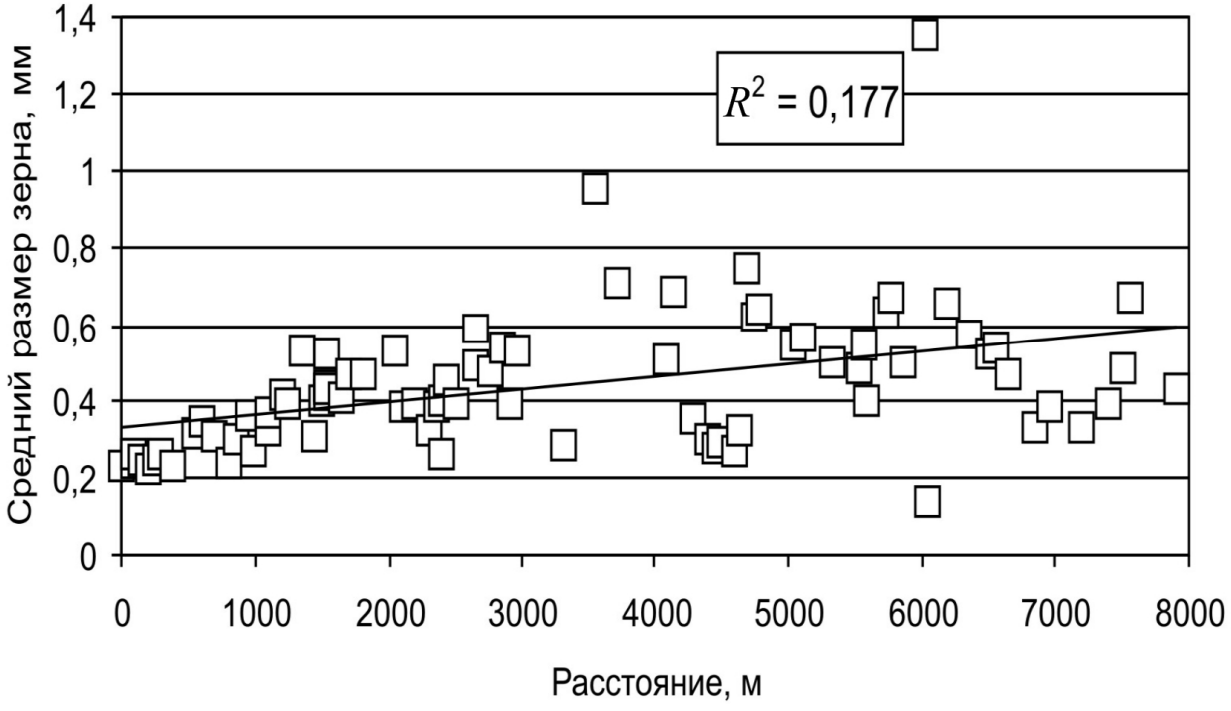


Рис. 4. Пространственное распределение размеров зерен матрицы

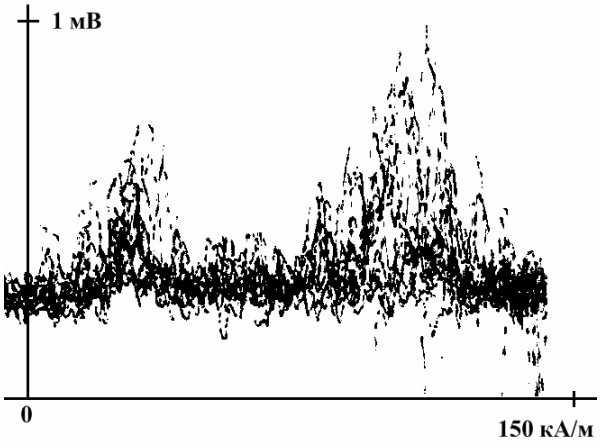


Рис. 5. Магнитоакустическая эмиссия образца 25014

моноэкстремальная кривая магнитоакустической эмиссии. Лишь для пород западного контактного блока (образец 25014, например, см. рис. 3) зарегистрировано бимодальное распределение магнитоакустической эмиссии (рис. 5). Таким образом, эти породы представляют собой механическую смесь, составленную из двух ингредиентов, магнитные включения которых характеризуются различными значениями коэрцитивной силы H_c. Отмеченный факт находится в полном соответствии с принципом аддитивности, доказанном для магнитоакустической эмиссии (Глухих и др., 2000). Следовательно, к матрице габбро добавлены обломки пироксенитов с ферримагнитными включениями, обладающими высокой коэрцитивной силой. Существенно западнее «горячего шва» наблюдается зона расслоения, что также является элементом предложенного мезомеханического сценария. Зона расслоения отчетливо проявляется в распределении виртуальных палеомагнитных полюсов на поверхности единичной сферы. Известно, что направления деформационной намагниченности в общем случае не дают кучных распределений, но «размазаны» вдоль дуги большего круга, ориентировка которого в пределах ошибки совпадает с ориентировкой поверхности деформации (поверхности расланцевания, параллельного кливажа и т. д.). В идеальном случае направление деформационной намагниченности совпадает с направлением деформации сдвига. Более того, анализ материалов регистрации магнитоакустического эффекта на ориентированных образцах габбро показал, что существует анизотропия эффекта Баркгаузена (по данным В.А. Пьянкова). Причем, максимальная величина эффекта зарегистрирована в вертикальной плоскости, ориентированной в меридиональном направлении.

Заключение

В результате решения обратной задачи магнитометрии построена магнитная модель земной коры массива Денежкин Камень. Выдвинуто предположение о том, что блоки земной коры подвергнуты деформированию, в результате чего вектор статочной намагниченности дунитов изменил свое направление с вертикального на горизонтальное (Martyshko et al., 2016). Для подтверждения этой гипотезы проанализированы структурные, магнитные и магнитоакустические характеристики горных пород по широтному профилю, включающему в себя зону контакта пироксенитов и габбро («горячий шов»). Результаты исследований не противоречат выдвинутой гипотезе (Pyankov, Rublev, 2016). Таким образом, материалы исследования структурно чувствительных магнитных характеристик горных пород дополняют основную концепцию комплексной геофизической модели строения и развития массива Денежкин Камень – составного элемента североуральского сегмента Платиноносного пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта №14-27-00059 Российского научного фонда.

Литература

Глухих И.И., Иванченко В.С., Угрюмова И.С. Экспериментальные исследования МАЭ природных ферромагнетиков // Уральский геофизический вестник. 2000. № 1. С. 40–46.

Киселев В.В., Долгих Д.В. Солитоны поперечной гофрировки в трехслойной нелинейно-упругой среде // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7. Ч. 1. С. 173–177.

Панин В.Е. Основы физической мезомеха-

ники // Физическая мезомеханика. 1998. Т. 1. № 1. С. 5–22.

Пьянков В.А., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Полянина Т.В., Ефимов А.А. Трехмерная гравимагнитная модель земной коры Североуральского сегмента Платиноносного пояса // Геофизический вестник. 2006. № 2.С. 31–36.

Martyshko P.S., Pyankov V.A., Rublev A.L. Manifestation of plastic deformation waves in the rocks structural changes // XVth International Conference – Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects. 2016. Kiev.

Pyankov V., Rublev A. Mesomechanical scenario of the Denezhkin Kamen massif processes of hardening and its manifestation in magnetic and magnetoacoustic characteristics of rocks // 16th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2016, www.sgem.org, SGEM2016 Conference Proceedings. 2016, Albena. Bulgaria. Book1.

УДК 550.837.7

ИССЛЕДОВАНИЕ ОПОЛЗНЕВЫХ ПОКРОВНЫХ ПРОЦЕССОВ НА СКЛОНОВЫХ УЧАСТКАХ В ЗОНЕ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ В РАЙОНЕ ГАЗОПРОВОДА БОВАНЕНКОВО-УХТА МЕТОДОМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ

Носкевич В.В. – Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, г. Екатеринбург
Кузьбожев А.С. – Филиал ООО «Газпром ВНИИГАЗ» в г. Ухта, республика Коми, г. Ухта

Аннотация. В статье приводятся результаты георадиолокационного профилирования в непосредственной близости от нитки магистрального газопровода на склоновом участке и на валике трубопровода в зоне вечной мерзлоты. Изложена методика проведения георадиолокационных наблюдений на двух участках и описаны параметры настройки георадара, выбор излучающей и приемной антенны и методы обработки георадарных профилей. Получены критерии выделения на георадарных разрезах смещающихся блоков слабо связанных грунтов и установлена кривая линии скольжения этих блоков, которая представляет собой границу между талыми и мерзлыми грунтами.

Георадар, солифлюкция, магистральный газопровод, вечная мерзлота.

INVESTIGATION GPR LANDSLIDES COVER PROCESSES ON THE SLOPE AREAS PERMAFROST NEAR GAS PIPELINE BOVANENKOVO-UKHTA BY THE METHOD OF GEORADIOLOCATION (GPR)

Noskevich V.V. – Institute of Geophysics, the UB of RAS, Yekaterinburg
Kuzbozhev A.S. – Brunch Gazprom VNIIGAZ in Ukhta, Ukhta

Abstract. The article presents the results of profiling radar scanning along the gas pipeline in sloping areas in the permafrost zone. The technique of GPR survey at two sites and describes setting choices of GPR emitting and receiving antennas, as well as methods of data processing. Criteria for the selection in the GPR cross-sections shifting blocks weakly bound soils, and set the curve slip line of these blocks, which is a boundary between the melt and frozen grounds.

GPR, solifluction, main gas pipeline, permafrost.

Введение

Магистральные газопроводы большой протяженности проложены в разных климатических условиях, например в зонах вечной мерзлоты, и разных ландшафтах, в том числе и по склоновым участкам речных долин. Береговые склоны рек являются наиболее опасными участками при эксплуатации газопроводов из-за развития оползневых и солифлюкционных процессов, которые могут привести к опасной деформации трубопровода и разрушению его средств инженерной защиты (Хренов, 2005; Казеев и др., 2009; Burgess et al., 1995).

При контроле процессов развития оползней наиболее распространены методы инструментальных наблюдений за смещением оползней, большинство которых основано на применении высокоточных геодезических приборов с использованием грунтовых реперов. Однако эти методы имеют точечный характер, и в некоторых случаях требуют наличия скважин для установки глубинных реперов (тензометрических, тросиковых и инклинометрических).

Радиолокационное зондирование в зоне вечной мерзлоты широко используется для решения задач подповерхностного картирования с целью определения толщины ледяного покрова на переправах и реках, обследования водоемов, определения мощности слоя сезонного протаивания-промерзания, оконтуривания областей многолетней мерзлоты, таликов (Нерадовский, 2009), для решения геолого-геофизических и инженерных задач: при картировании мерзлых рыхлых отложений и при изысканиях под строительство на многолетней мерзлоте (Омельяненко, 2001; Изюмов и др., 2008). Применение георадара оказывается весьма удачным при изучении бугров пучения, не выраженных в рельефе, и оконтуривания участков с развитием тер-

мокарста. Получаемая информация о внутренней структуре объектов при этом оказывается существенно более полной по сравнению с ландшафтным инженерно геокриологическим картированием (Владов, Старовойтов, 2004).

Эффективность этих исследований определяется высоким контрастом в электрофизических свойствах воды и льда.

Оползневые и солифлюкционные процессы в криолитозоне достаточно хорошо изучены. Структура и форма течения слоев при солифлюкционных процессах зависят от многих факторов, в том числе, от состава грунтов, степени их водонасыщенности, углов наклона поверхности склона, а также природы зеркала скольжения (Вечная мерзлота … , 2002; Мудров, 2007; Мельников, Калашник, 2010; Лейбман, Кизяков, 2007). Как правило, на склоновых участках даже при малых углах уклона в мерзлых грунтах смещение грунта происходит по границе раздела мерзлый-талый грунт.

В статье представлены результаты георадиолокационного профилирования на двух участках в летнее время. Первый участок расположен в 60 км к северо-востоку от г. Воркута на склоне при подземном переходе нитки газопровода через реку, второй в 30 км от первого – непосредственно на нитке газопровода (рис. 1).

Цель настоящих исследований состояла в оценке возможности выделения блоковых структур грунта или покровных оползней насыщенных водой (солифлюкции) на склоновых участках в непосредственной близости от газопровода и на грунтовом вале над трубопроводом в условиях вечной мерзлоты методом георадиолокации.

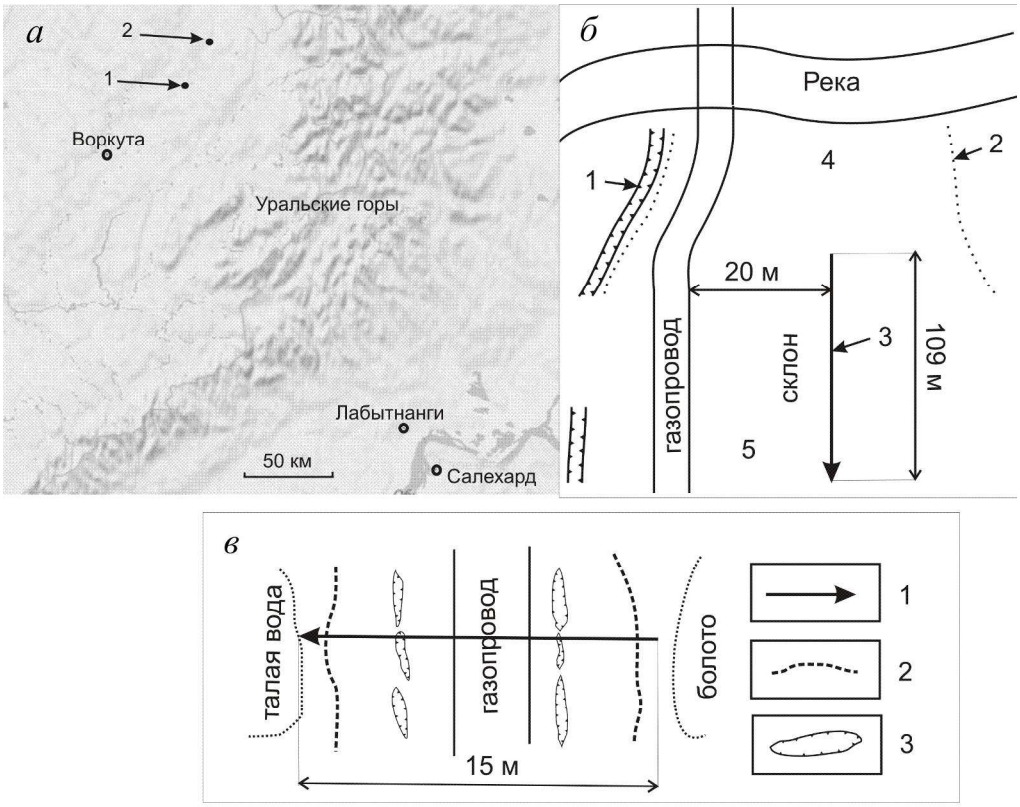


Рис. 1. Расположение и внешний вид участков:
а – положение на карте (1 – склоновый участок; 2 – участок на нитке газопровода);
б – положение профиля вдоль оси газопровода на склоне (1 – промоины и зоны разуплотнения грунта; 2 – граница трехмерной георешетки для удержания грунта на склоне; 3 – георадарный профиль и его направление; 4 – пойменная и первая надпойменная терраса; 5 – вторая и третья надпойменные террассы);
в – схема положения профиля перпендикулярного нитке газопровода (1 – георадарный профиль и его направление; 2 – границы валика газопровода; 3 – трещины и разуплотнение грунта на валике газопровода)

Аппаратура и методика исследований

Для исследований был использован георадар SIR-3000 с набором антенн с центральной частотой 400 и 270 МГц (Руководство … , 2006). Для точной привязки профилей георадар устанавливался на подвижную платформу с датчиком расстояния, результаты которого в виде маркеров записывались на радарограмму через равные интервалы. Для учета высоты поверхности по профилям использовался оптический нивелир AT20D. В блоке управления перед съемкой в непрерывном режиме устанавливались следующие параметры:

– центральная частота антенны 400 и 270 МГц;

– выборка (каждая кривая развертки составлена из ряда отдельных точек данных, которые называются выборками, и чем больше число выборок, тем более плавным будет контур кривой развертки и лучше вертикальное разрешение) – 1024;

– диапазон (временное окно в наносекундах, в котором радар будет записывать отражения, т. е. время на двустороннее прохождение сигнала) 100 нс для антенны с центральной частотой 400 МГц и 175 нс для антенны с центральной частотой 270 МГц;

– число трасс на метр (количество трасс, которое будет записано на каждом метре пройденного пути) – 200.

Профильные измерения на склоне проводились параллельно оси газопровода на расстоянии 20–25 м. Длина профиля составляла 109 м. Для исследований целостности вала над трубопроводом профиль располагался перпендикулярно оси газопровода. Длина профиля составляла 15 м.

Данные по профилям в цифровом виде записывались в память блока управления SIR-3000 и в дальнейшем редактировались и обрабатывались с программным обеспечением RADAN 6.6 (Программное … , 2008). Обработка проводилась в следующем порядке: (1) Горизонтальное масштабирование; (2) Коррекция нуля поверхности; (3) Вертикальная полосовая фильтрация; (4) Горизонтальная фильтрация; (5) Загрузка меток рельефа.

Результаты исследований

Склоновый участок представлен верхнеплейстоценовым комплексом аллювиальных отложений с массивно-островным распространением многолетнемерзлых пород, сезонным пучением грунтов и выпучиванием каменистого материала. Нижняя часть склона представляет собой третью надпойменную террасу. При прокладке траншеи под газопровод верхняя часть склона была срезана, поэтому буровой разрез не отражает реальное распределение и залегание слоев грунта, которые представлены торфом от 0 до 0,3 м, моренными суглинками от 0,3 до 1,1 м с прослоями песка, которые в нижней части разреза достигают мощности 1,5 м. Граница между оттаявшим и мерзлым грунтом колеблется на глубине от 0,9 до 2 м и определялась с помощью металлического щупа. У подножья склона мощность оттаявших грунтов (прослои песка, суглинки) достигает двух метров.

На рис. 2 показан георадарный разрез исследуемого склона после обработки и его интерпретации для антенны георадара с центральной частотой 270 МГц.

Из-за крутизны склона и его высоты более 10 м запись была разделена на интервалы по 30–50 м, которые после введения высот были соединены в один разрез.

По результатам обработки и интерпретации георадарного профиля установлено, что верхняя часть разреза по склону разбита на блоки, которые ограничены по глубине границей между мерзлыми и оттаявшими грунтами, которая выделяется на разрезе высокоамплитудными отражениями. Причем виден процесс увеличения размеров блоков по мере увеличения глубины оттаивания грунта. Наклонные отражения в мерзлых суглинках, расположенные ниже границы между талыми и мерзлыми грунтами, не связаны с современными процессами солифлюкции, а отражают положение грунтов в предыдущие периоды. На рис. 3, *а* показан фрагмент разреза в интервале 80–104 м. Схема отражающих границ блоков показана на рис. 3, *б*.

Границы блоков выделяются по отражениям, пересекающим естественную

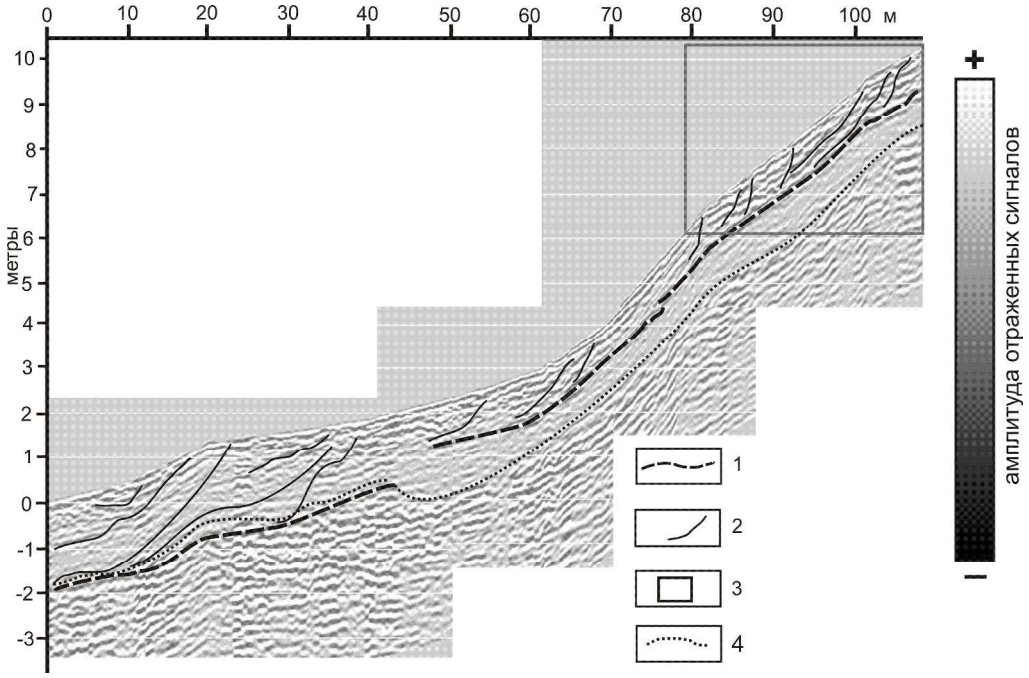


Рис. 2. Результаты обработки и интерпретация георадарных данных вдоль склона (1 – отражения от границы между талыми и мерзлыми грунтами; 2 – отражающие границы от блоков в результате солифлюкции грунтов; 3 – фрагмент профиля, показанный более детально на рисунке 3; 4 – отражающая граница между песками и суглинками)

слоистость грунтов под углом 20–45^0 к поверхности рельефа и направленных вниз по склону. Зеркалом скольжения блоков служит граница между оттаявшим и мерзлым грунтом. Эта граница уверенно выделяется на георадарных разрезах по высокоамплитудным отражениям из-за контраста в электрофизических свойствах оттаявших и мерзлых грунтов. Талые грунты, как правило, насыщены водой и имеют относительную диэлектрическую проницаемость 25–64, а мерзлые – не более 6. При этом происходит резкое изменение скорости электромагнитных волн с 0,05–0,06 м/нс в оттаявших грунтах до 0,1–0,14 м/нс в мерзлых грунтах.

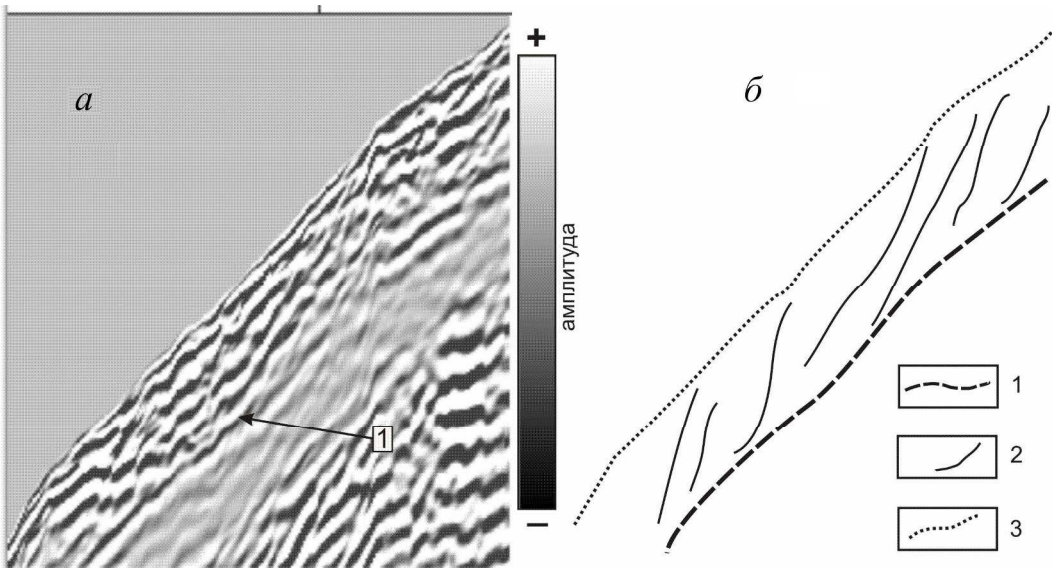


Рис. 3. Фрагмент разреза георадарного профиля в интервале 80–104 м (*а*);
схема отражающих границ блоков в результате солифлюкции грунтов (*б*):
1 – граница между оттаявшим и мерзлым грунтом; 2 – отражающие границы блоков; 3 – рельеф поверхности

Еще одной серьезной проблемой, возникающей при эксплуатации подземных магистральных газопроводов в зоне вечной мерзлоты, является постепенное разрушение грунтового вала непосредственно над трубопроводом. Разуплотнение грунта на валу с образованием трещин на поверхности (см. рис. 1, *в*) приводит к образованию блоков грунта на границе между талыми и мерзлыми грунтами. При насыщении блоков водой происходит их сползание с грунтового вала. Траншея трубопровода значительно переувлажняется. Это приводит к внутригрунтовому стоку, выносу твердого материала и застою воды в траншее трубопровода. При замерзании воды в осенне-зимний период создаются дополнительные нагрузки на стенки трубопровода, неравномерное выделение льда и пучение вдоль трубопровода.

Участок с валиком трубопровода расположен между болотом и образовавшимся от таяния снега небольшим озером (см. рис. 1, *в*) и представлен верхнеплейстоценовым комплексом ледниковых отложений со сплошным распространением многолетнемерзлых пород. Характерны мерзлотные явления, связанные с процессами пучения, заболачивания, термоэрозии, солифлюкции. По данным инженерно-геологических изысканий, проводившихся при прокладке газопровода, на участке распространены торфянистые грунты (в верхней части разреза) мощностью от 0,5 до 2,6 м и суглинки моренные. Максимальная глубина протаивания и промерзания 0,6–1,5 м. По данным трассоискателя глубина до верхней точки трубопровода на профиле составляет 2,33 м. Глубина до мерзлых грунтов возле валика оценивалась металлическим щупом и составила ~1 м. Переход к глубинам на разрезе проводился путем подбора по известной глубине до границы с мерзлыми грунтами (Старовойтов, 2008). Отражение от верхней точки трубопровода (гипербола) «экранируется» высокоамплитудными отражениями от границы с мерзлыми грунтами.

На рис. 4 показаны результаты обработки и интерпретация профиля, пройденного через грунтовый вал газопровода. По обеим сторонам грунтового вала на разрезе

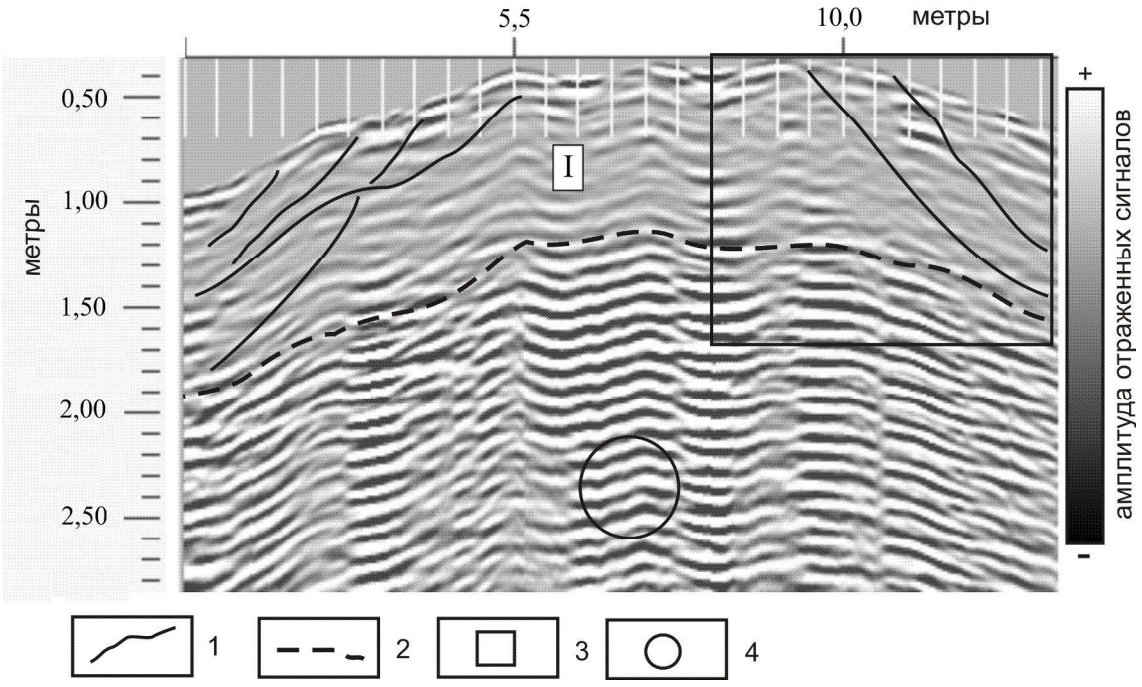


Рис. 4. Результаты обработки и интерпретации георадарного профиля через грунтовый вал газопровода с антенной 400 МГц:
I – торфянистые, талые грунты; 1 – отражающие границы от блоков оползня; 2 – отражения от границы между талыми и мерзлыми грунтами; 3 – фрагмент профиля, показанный на рис. 5; 4 – положение трубопровода по данным трассоискателя

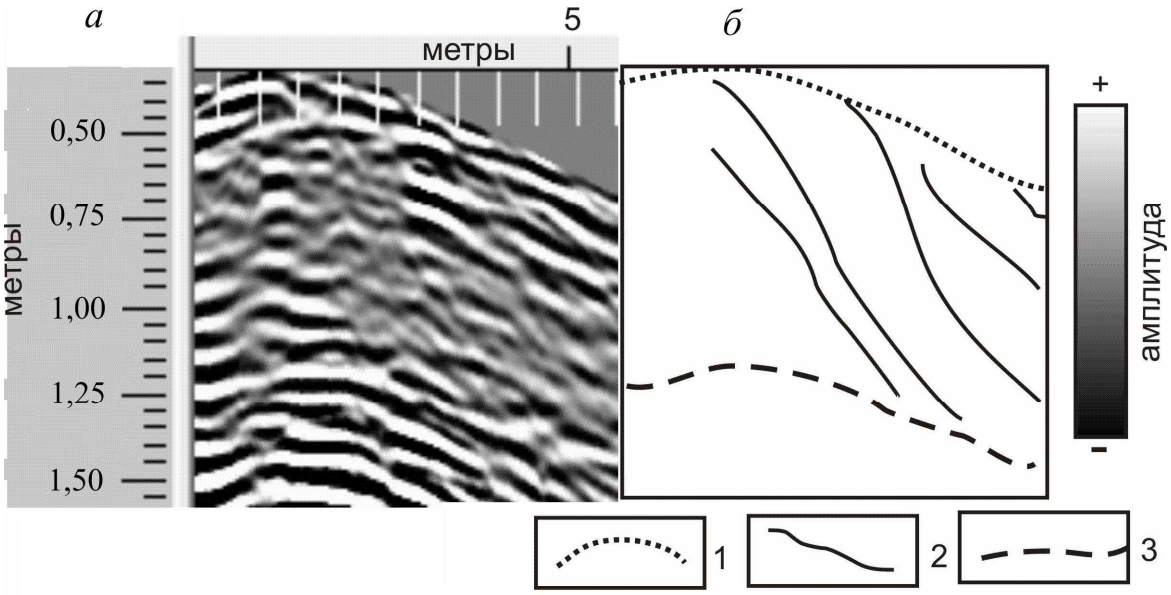


Рис. 5. Фрагмент разреза георадарного профиля в интервале 8–15 м (а);
схема отражающих границ (б):
1 – рельеф поверхности; 2 – отражающие границы блоков;
3 – граница между оттаявшим и мерзлым грунтом

выделяются блоки почвы, которые при насыщении грунта атмосферными осадками могут сползти с вала вниз. Плоскостью скольжения блоков служит водонасыщенная граница между талыми и мерзлыми грунтами.

На рис. 5 показан фрагмент разреза в увеличенном масштабе.

Заключение

Проведены геофизические исследования на склонах вдоль трассы газопровода и на грунтовом вале над трубопроводом. Настоящие исследования позволили установить критерии выделения на георадарных разрезах блоков, образовавшихся в результате солифлюкции грунтов на склоновом участке прокладки газопровода.

1. Границы блоков уверенно выделяются по отражениям, несогласным с естественной слоистостью грунтов. Эти отражения направлены вниз по склону, их углы падения составляют 20–45^0 к поверхности рельефа.

2. Высокая разрешающая способность метода позволяет определить такие важные параметры как протяженность блоков, их глубину до плоскости скольжения.

3. Плоскостью скольжения в зоне вечной мерзлоты служит насыщенная водой граница между талыми и мерзлыми грунтами, которая выделяется на разрезах высокоамплитудными отражениями.

4. Граница между мерзлыми и талыми грунтами уверенно фиксируется на радарограммах с антеннами как с центральной частотой 400 МГц, так и 270 МГц.

5. По мере увеличения глубины оттаивания грунта с поверхности увеличиваются и размеры блоков сползающего слабо связанного грунта.

6. Повторные съемки (мониторинг), позволят проследить процесс образования оплывин во времени, определить скорость течения склона и сделать прогноз возникновения критической массы тела оползня.

7. Из полученных георадарных разрезов можно сделать оценку типа оползня и выбрать метод количественной оценки устойчивости склона.

Литература

Вечная мерзлота и освоение нефтегазоносных провинций / Под ред. Е.С. Мельникова, С.Е. Гречищева. М.: ГЕОС, 2002. 402 с.

Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. М.: Изд-во МГУ, 2004. 153 с.

Изюмов С.В., Дручинин С.В., Вознесенский А.С. Теория и методы георадиолока-

ции. М.: Горное дело, 2008. 196 с.

Казеев А.И., Постоев Г.П., Лапочкин Б.К. Экологическая опасность оползневых деформаций на трассах магистральных трубопроводов // Экология промышленного производства. 2009. № 1. С. 11–16.

Лейбман М.О., Кизяков А.И. Криосферные оползни Ямала и Югорского полуострова. М.: Ин-т криосферы Земли СО РАН, 2007. 206 с.

Мельников Н.Н., Калашник А.И. Инновационные георадарные технологии изучения подповерхностной структуры и состояния природно-технических систем // Вестник Кольского научного центра РАН. 2010. № 3. С. 4–8.

Мудров Ю.В. Мерзлотные явления в криолитозоне равнин и гор. Справочник. М.: Науч. мир, 2007. 316 с.

Нерадовский Л.Г. Методическое руководство по изучению многолетнемёрзлых пород методом динамической георадиолокации. М.: РАН, 2009. 337 с.

Омельяненко А.В. Научно-методические основы георадиолокации мерзлых горных пород: Дис. … докт. тех. наук. Ин-т мерзлотоведения им. акад. П.И. Мельникова. Якутск, 2001. 344 с.

Программное обеспечение для работы с георадарными данными Radan 6.6. USA. GSSI. 2008. 139 с.

Руководство пользователя системы TerraSIRch SIR-3000. USA. GSSI, 2006. 93 с. (Geophysical Survey System, Inc.)

Старовойтов А.В. Интерпретация георадиолокационных данных. М.: Изд-во МГУ, 2008. 192 с.

Хренов Н.Н. Основы комплексной диагностики северных трубопроводов. Наземные исследования. М.: Газоил пресс, 2005. 608 с.

Burgess, M.M., Robinson, S.D., Moorman, B.J., Judge, A.S., and Fridel, T.W. The application of ground penetrating radar to geotechnical investigations of insulated permafrost slopes along the Norman Wells pipeline // In Proceedings of the 48th Canadian Geotechnical Conference. Vancouver: Canadian Geotechnical Society, 1995. P. 999–1006.

УДК 550.832.75

ИНДУКЦИОННЫЙ КАРОТАЖ С РАДИАЛЬНЫМ ИСТОЧНИКОМ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Ратушняк А.Н., ***Байдиков С.В.*** – Институт геофизики, Екатеринбург
Теплухин В.К. – ООО «ПетроТул», Октябрьский, Башкортостан

Аннотация. Описан способ индукционного каротажа скважин с радиальным источником магнитного поля. Приведено решение задачи о гармоническом поле радиального источника магнитного поля в цилиндрически-слоистой среде с проводящим *S*-слоем. Показана информативность квадратур радиальной составляющей магнитного поля при определении удельного сопротивления среды. Исследовано влияние на измеряемое магнитное поле индуцированных токов в окружающей проводящей среде от непроводящего пространства скважины и проводящего слоя промывочной жидкости. Приведены палетки для определения удельного электрического сопротивления вмещающих пород по измеряемому гармоническому магнитному полю радиального источника магнитного поля.

Гармоническое электромагнитное поле, проводящий S-слой, индукционные методы каротажа скважин, радиальный источник магнитного поля.

INDUCTION LOGGING WITH THE RADIAL SOURCE OF THE MAGNETIC FIELD

Ratushniak A.N., Baydikov S.V. – Institute of Geophysics UB if RAS, Yekaterinburg
Teplukhin V.K. – "PetroTool" LLC, Oktyabrsky, Bashkortostan

Abstract. In this article there is a described method of induction-well logging with the radial magnetic field source. It is described the problem solution of the harmonic field of the radial magnetic field source in a cylindrically layered medium with conductive *S*-layer. In here it is shown the informativeness of the quadratures of the magnetic field radial component in determining the medium resistivity. It is evaluated here how a non-conductive space of the bore and the conductive layer of the flushing liquid influence on the measured magnetic field of induced currents in the surrounding conducting medium. In this article there are palletes for determining the electrical resistivity of host rocks at the harmonic of the measured magnetic field of the radial magnetic field source.

Harmonic electromagnetic field, conducting S-layer, induction well logging techniques, the radial magnetic field source.

Введение

Способ индукционного каротажа скважин, предложенный Г. Доллем в 1946 г. (Долль, 1957) и развитом в последующих работах (Аксельрод, 1960; Кауфман, 1965; Плюснин, 1968 и др.), основан на возбуждении индукционных токов во вмещающих горных породах гармоническим магнитным полем от тока в генераторной катушке с моментом, направленным вдоль оси скважины. Сопротивление вмещающих пород определяют по величине индуцируемого токами вторичного магнитного поля, измеряемого приемной катушкой, соосной генераторной. Аналогичная соосная установка применяется в способах высокочастотного изопараметрического каротажного индукционного зондирования скважин (ВИКИЗ) (Антонов, 1980) и высокочастотного электромагнитного метода каротажа с определением диэлектрической проницаемости пород (Даев, 1969).

В работе (Табаровский, Эпов, 1979) предложено выполнять индукционный каротаж с генераторными и измерительными индукционными катушками, ориентированными в поперечном направлении относительно продольной оси скважинного прибора. Дальнейшим развитием индукционного каротажа является разработка многозондовых установок, содержащих системы трех ортогональных генераторных и измерительных зондов, и измерений магнитного поля на разных частотах (Андерсон и др., 2008; Gupta et al., 1998; Omeragic et al., 2011).

Магнитное поле радиального индуктивного источника

Известно (Бурсиан, 1972), что магнитное поле магнитного диполя на полярной

оси вдвое превосходит величину поля в экваториальной плоскости при равном расстоянии точек наблюдений от источника. Для увеличения дальности исследований пород в окрестности скважины в радиальном направлении можно использовать способ с радиальным направлением момента индуктивного источника (Теплухин, Ратушняк, 2016).

Электромагнитное поле в среде возбуждают гармоническими токами в системе двух совмещенных скрещенных магнитных диполей с равными моментами, ориентированными ортогонально друг другу и оси скважины Z (рис. 1). Гармонические токи с одинаковой круговой частотой ω в диполях и моментами, ориентированными в горизонтальной плоскости вдоль осей x и y, находятся в противофазе $J_x = J_1\cos\omega t$ и $J_y = J_2\sin\omega t$. Если конструкция системы диполей удовлетворяет условию $J_1N_1S_1 = J_2N_2S_2$, то величины магнитных моментов диполей одинаковы по амплитуде $\left|M_x^*\right| = \left|M_y^*\right| = M_r^*$ и различаются по фазе на π/2 $M_x^* = M_r^* e^{i\omega t}$, $M_y^* = i \cdot M_r^* e^{i\omega t}$. Система двух диполей обладает общим радиальным магнитным моментом M_r^*, величина которого в течение одного периода остается постоянной, а направление изменяется по азимуту с частотой ω, описывая окружность.

Описанная система двух совмещенных магнитных диполей с равными ортогональными моментами применяется в установке с двумя ортогональными контурами равных моментов, размещаемыми на фюзеляже самолета в аэроэлектроразведке методом вращающегося магнитного поля (Шауб, 1963).

Магнитное поле, создаваемое токами системы магнитных диполей, измеряется с помощью двух совмещенных скрещенных измерительных контуров с ортогональными осями K_x и K_y, расположенными в экваториальной плоскости $x = y = 0$ на расстоянии $z = |L|$ от центра магнитных диполей. Амплитуда первичного магнитного поля в непроводящей среде в течение одного периода остается постоянной $H_r = M_r^* / \left(4\pi L^3\right)$, а направление вектора изменяется по азимуту с частотой ω, описывая окружность

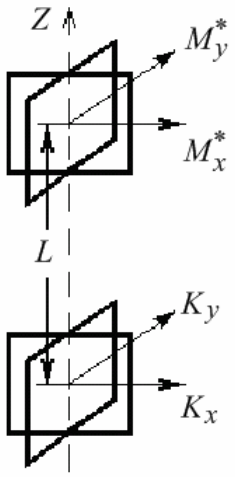


Рис. 1. Система совмещенных скрещенных магнитных диполей с ортогональными моментами M_x^*, M_y^* и скрещенных измерительных контуров с ортогональными осями K_x, K_y

(Шауб, 1963).

В однородной проводящей среде для безразмерного магнитного числа h_r на оси установки $z = |L|$ при $r = 0$ (Бурсиан, 1972)

$$h_r = \frac{H_r 4\pi L^3}{M_r^*} = -\left(1 + \sqrt{j\rho} + j\rho\right)e^{-\sqrt{j\rho}},$$

$j\rho = k^2L^2 = j\omega\mu_0\sigma L^2$, ρ – волновой параметр среды.

На рис. 2, 3 представлены расчеты зависимостей квадратур Re h_r и Im h_r от частоты f на разносе $L = 1$ м при различных значениях удельного электрического сопротивления среды ρ. Зависимость экстремумов квадратур h_r – составляющей магнитного числа от ρ среды можно использовать для определения проводящих свойств вмещающей среды.

Величина H_r может быть представлена через вспомогательный вектор-потенциал магнитного типа, имеющий в однородной проводящей среде единственную составляющуюA_r^* вида

$$A_r^* = -j\omega\mu_0 \frac{M_r^*}{4\pi} \frac{e^{-kR}}{R},$$

связанную с магнитным полем формулой

$$H_r = -\frac{1}{j\omega\mu_0}\left(\frac{\partial^2}{\partial r^2} A_r^* - k^2 A_r^*\right), \qquad (1)$$

при $r = 0$, $R = z = |L|$.

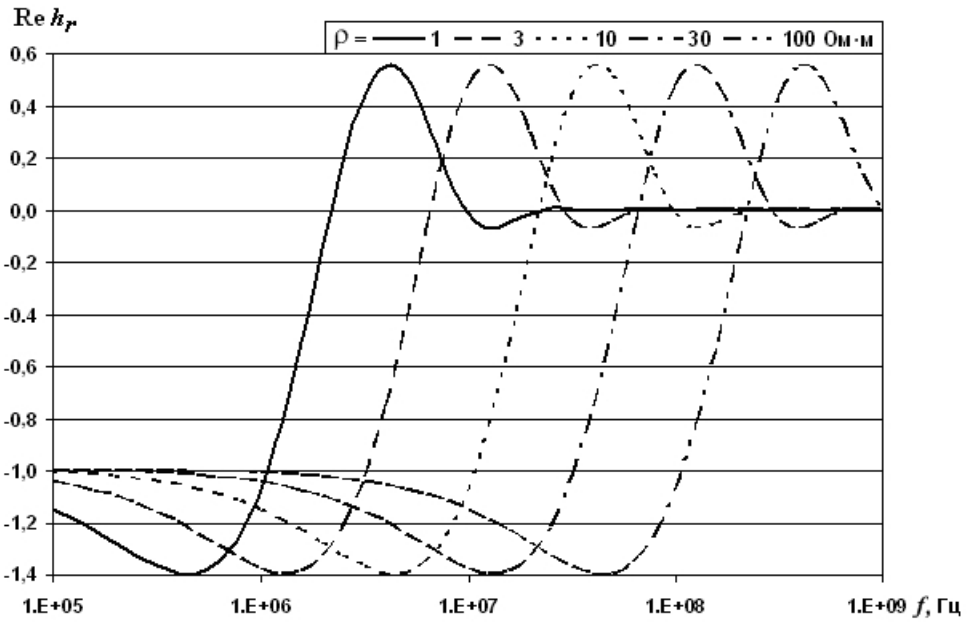


Рис. 2. Зависимость квадратуры Re h_r от частоты *f*. Шифр кривых – ρ среды [Ом·м]

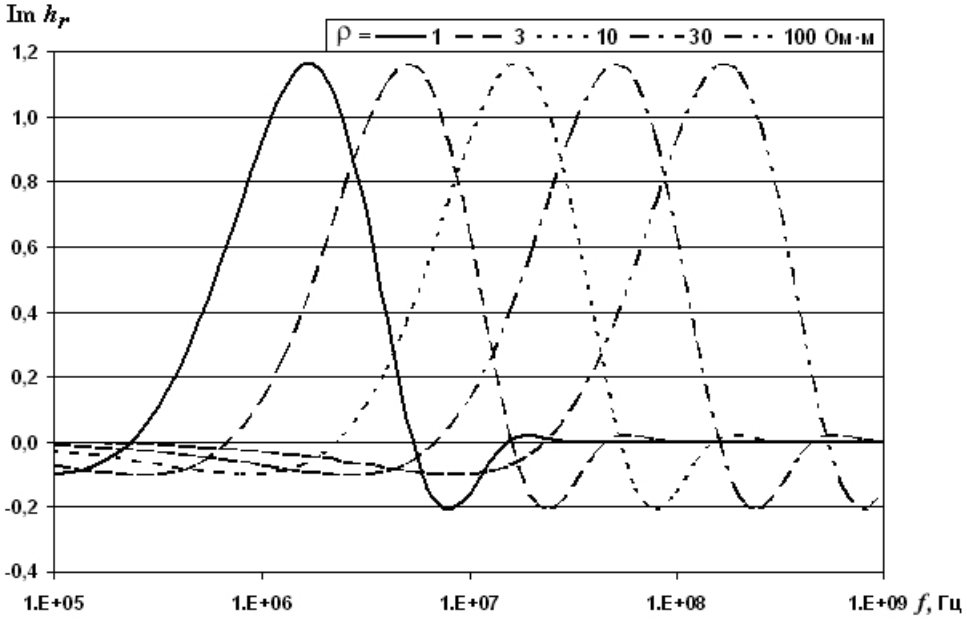


Рис. 3. Зависимость квадратуры Im h_r от частоты *f*. Шифр кривых – ρ среды [Ом·м]

Вектор-потенциал магнитного типа A_r^* вне источника поля удовлетворяет волновому уравнению Гельмгольца в цилиндрических координатах вида (Заборовский, 1963)

$$\frac{\partial^2}{\partial r^2} A_r^* + \frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r} A_r^* + \frac{\partial^2}{\partial z^2} A_r^* - k^2 A_r^* = 0. \qquad (2)$$

Физико-геометрическая модель среды

Физико-геометрическая модель среды с цилиндрической симметрией (рис. 4), неоднородная по удельной электрической проводимости, включает: скважину радиуса *a*, скважинный снаряд с удельной электропроводностью σ_1; вмещающие породы с удельной электропроводностью σ_2; магнитный диполь на оси скважины с радиальным моментом $M_r^* = JS$ (где *J* – сила тока, *S* – площадь витка); промывочную жидкость с удельной электропроводностью σ_c в виде цилиндрического слоя толщиной *h*, заполняющего пространство между снарядом и стенкой скважины.

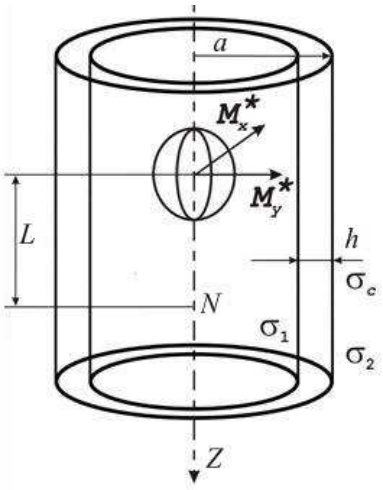


Рис. 4. Модель среды, источника с радиальным моментом M_r^* и цилиндрического *S*-слоя на границе сред с электропроводностями σ_1 и σ_2

Электромагнитное поле магнитного диполя в цилиндрически-симметричной неоднородной среде

Для определения удельного электрического сопротивления пород, окружающих скважину, определим радиальную составляющую магнитного поля в точке *L* на оси скважины, создаваемую магнитным диполем с радиальным моментом M_r^*.

Слой, обладающий пониженным удельным электрическим сопротивлением и заполняющей пространство между снарядом и породами, аппроксимируем цилиндрическим *S*-слоем с продольной проводимостью $S = \sigma_c \cdot h = \text{const}$ при $\sigma_c \to \infty$, $h \to 0$ в виде тонкого цилиндра радиуса *a*, находящегося на границе сред с удельными электропроводностями σ_1 и σ_2 (Шейнманн, 1947).

Магнитное поле определяется через вспомогательный вектор-потенциал магнитного типа $\mathbf{A}^*$ по формуле связи (1). Вектор-потенциал определяется из решения волнового уравнения Гельмгольца (2) в цилиндрической системе координат.

Применение метода разделения переменных для волнового уравнения Гельмгольца показывает, что в каждой из кусочно-однородных сред вектор-потенциал $\mathbf{A}^*$ имеет одну составляющую, направленную вдоль момента диполя, ортогонально контакту неоднородных сред. Для цилиндрически симметричной неоднородной среды это составляющая, ортогональная плоскости контакта неоднородных сред по оси *r*, – A_r^* (радиальная). Азимутальная составляющая A_φ^* и осевая составляющая A_z^* равны нулю.

Вектор-потенциалы в цилиндрически-симметричной неоднородной проводящей среде с источником в виде радиального магнитного диполя с моментом M_r^* на оси *z* и контакта двух сред имеют вид для каждой из сред

$$A_{r1}^* = -j\omega\mu_0 M_r^* \times \times \left[\frac{e^{-k_1 R}}{4\pi R} + \frac{1}{2\pi^2} \int_0^\infty \alpha I_0(m_1 r) \cos \lambda z d\lambda \right]; \quad (3)$$

$$A_{r2}^* = -j\omega\mu_0 \frac{M_r^*}{2\pi^2} \int_0^\infty \beta K_o(m_2 r) \cos\lambda z d\lambda; \quad (4)$$

где $m_i = \sqrt{\lambda^2 + k_i^2}$, I_0, K_0 – модифицированные функции Бесселя и Макдональда от комплексного аргумента ($m_i r$).

Неизвестные коэффициенты в формулах (3, 4) определяются с помощью выполнения граничных условий для составляющих электромагнитного поля. Для составляющей вектор-потенциала A_r^* в случае цилиндрической симметрии с *S*-слоем на расстоянии границы раздела сред $r = a$ (номера сред увеличиваются в сторону увеличения *r*) имеем

$$A_{r1}^* = A_{r2}^*, \operatorname{div} \mathbf{A}_1^* - \operatorname{div} \mathbf{A}_2^* = -j\omega\mu_o S A_{ri}^* \text{ или}$$

$$\frac{A_{r1}^*}{r} + \frac{\partial A_{r1}^*}{\partial r} - \frac{A_{r2}^*}{r} - \frac{\partial A_{r2}^*}{\partial r} = -j\omega\mu_0 S A_{ri}^*. \quad (5)$$

Выполнив преобразования, получим коэффициенты для составляющих вектор-потенциала в каждой из сред вида

$$\alpha = \frac{m_1 K_0(n_2) K_1(n_1) - m_2 K_1(n_2) K_0(n_1) - j\omega\mu_0 S K_0(n_2) K_0(n_1)}{m_1 K_0(n_2) I_1(n_1) + m_2 K_1(n_2) I_0(n_1) + j\omega\mu_0 S K_0(n_2) I_0(n_1)},$$

$$\beta = \frac{1}{a} \times \times \frac{1}{m_1 K_0(n_2) I_1(n_1) + m_2 K_1(n_2) I_0(n_1) + j\omega\mu_0 S K_0(n_2) I_0(n_1)},$$

где $n_1 = m_1 a$, $n_2 = m_2 a$.

Коэффициенты α и β могут быть упрощены для ряда важных случаев при изучении закономерностей изменения магнитного поля, определяемого физико-геометри-

ческими параметрами модели.

1. При $S = 0$ и $\sigma_1 = \sigma_2 = 0$. Составляющие вектор-потенциала $A^*_{r1} = A^*_{r2}$ соответствуют первичному полю магнитного диполя в однородном непроводящем пространстве.

2. При $S = 0$ и $\sigma_1 = \sigma_2$ коэффициенты $\alpha = 0$, $\beta = 1$. Составляющие вектор-потенциала $A^*_{r1} = A^*_{r2}$ соответствуют нормальному полю магнитного диполя в однородном проводящем пространстве.

3. Частный случай $S = 0$ соответствует контакту сред с различной удельной электропроводностью

$$\alpha = \frac{m_1 K_0(n_2) K_1(n_1) - m_2 K_1(n_2) K_0(n_1)}{m_1 K_0(n_2) I_1(n_1) + m_2 K_1(n_2) I_0(n_1)},$$

$$\beta = \frac{1}{a} \times \frac{1}{m_1 K_0(n_2) I_1(n_1) + m_2 K_1(n_2) I_0(n_1)}.$$

4. Частный случай $S = 0$, $\sigma_2 = 0$, $m_2 = \lambda$ соответствует модельной установке в виде цилиндрического бака, заполненного проводящей водой с раствором соли и вмещающему непроводящему пространству и представляет интерес при изучении магнитного поля при физическом моделировании

$$\alpha = \frac{m_1 K_0(\lambda a) K_1(n_1) - \lambda K_1(\lambda a) K_0(n_1)}{m_1 K_0(\lambda a) I_1(n_1) + \lambda K_1(\lambda a) I_0(n_1)},$$

$$\beta = \frac{1}{a} \times \frac{1}{m_1 K_0(\lambda a) I_1(n_1) + \lambda K_1(\lambda a) I_0(n_1)}.$$

5. Частный случай непроводящей однородной среды $\sigma_1 = \sigma_2 = 0$ аппроксимирует влияние S-слоя при большом сопротивлении вмещающих пород и позволяет определить поле для оценки влияния слоя проводящей промывочной жидкости или проводящей обсадной колонны, находящейся в воздухе

$$\alpha = -\frac{j\omega\mu_0 S a K_0(\lambda a) K_0(\lambda a)}{1 + j\omega\mu_0 S a K_0(\lambda a) I_0(\lambda a)},$$

$$\beta = \frac{1}{1 + j\omega\mu_0 S a K_0(\lambda a) I_0(\lambda a)}.$$

6. Частный случай $S = 0$, $\sigma_1 = 0$, $m_1 = \lambda$ соответствует условию, когда в пространстве скважины находится скважинный прибор, являющийся диэлектриком, и представляет основной интерес при изучении влияния удельного электрического сопротивления вмещающих пород на измеряемое электромагнитное поле

$$\alpha = \frac{\lambda K_0(n_2) K_1(\lambda a) - m_2 K_1(n_2) K_0(\lambda a)}{\lambda K_0(n_2) I_1(\lambda a) + m_2 K_1(n_2) I_0(\lambda a)},$$

$$\beta = \frac{1}{\lambda a K_0(n_2) I_1(\lambda a) + m_2 a K_1(n_2) I_0(\lambda a)}.$$

7. Частный случай $\sigma_1 = 0$, $m_1 = \lambda$ соответствует условию, когда в пространстве скважины находится скважинный прибор, являющийся диэлектриком, позволяет изучить влияние проводящего слоя промывочной жидкости на измеряемое магнитное поле

$$\alpha = \frac{\lambda K_0(n_2) K_1(\lambda a) - m_2 K_1(n_2) K_0(\lambda a) - j\omega\mu_0 S K_0(n_2) K_0(\lambda a)}{\lambda K_0(n_2) I_1(\lambda a) + m_2 K_1(n_2) I_0(\lambda a) + j\omega\mu_0 S K_0(n_2) I_0(\lambda a)},$$

$$\beta = \frac{1}{a} \times \frac{1}{\lambda K_0(n_2) I_1(\lambda a) + m_2 K_1(n_2) I_0(\lambda a) + j\omega\mu_0 S K_0(n_2) I_0(\lambda a)}.$$

Определяя радиальную составляющую напряженности магнитного поля в пространстве скважины в среде 1 по формуле связи (1), получим при $r = 0$

$$H_{1r} = H_{rp} + H_{rw} = -\frac{M^*_r}{4\pi} \times \times \frac{1 + k_1 L + k_1^2 L^2}{L^3} e^{-k_1 L} + \frac{M^*_r}{4\pi^2} \int_0^\infty \alpha\left(\lambda^2 - k_1^2\right) \cos\lambda L \, d\lambda, \quad (6)$$

где H_{rp} – нормальное магнитное поле магнитного диполя на оси z в однородной среде с удельной электропроводностью σ_1;
H_{rw} – аномальное магнитное поле магнитного диполя на оси z.

Здесь использовано асимптотическое поведение модифицированной функции Бесселя $I_1(mr) = mr/2$ при $r \to 0$ и $I_0(0) = 1$.

Для частных случаев (6) и (7), соответствующих условию, когда в пространстве скважины находится скважинный прибор, являющийся диэлектриком $k_1 = 0$, формула для расчета радиальной составляющей напряженности магнитного поля на оси скважины примет вид

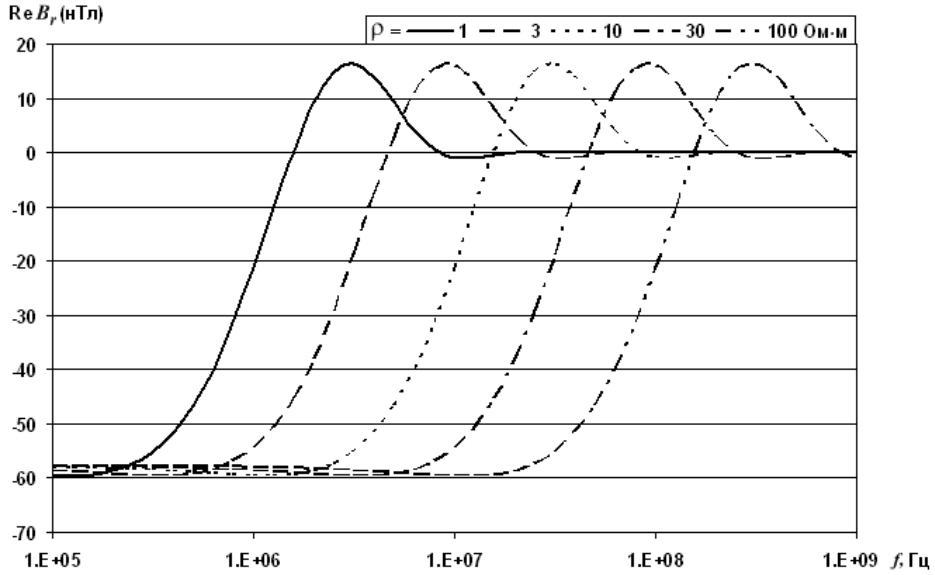


Рис. 5. Частотные кривые Re B_r. Шифр кривых – ρ среды [Ом·м]

$$H_{1r} = H_{r0} + H_{rw} = -\frac{M_r^*}{4\pi L^3} + \frac{M_r^*}{4\pi^2}\int_0^\infty \alpha\lambda^2 \cos\lambda L d\lambda, \quad (7)$$

где H_{r0} – первичное магнитное поле радиального источника на оси z.

Анализ магнитного поля радиального индуктивного источника в цилиндрически-слоистой среде с S-слоем

Формулы для вычислений магнитного поля (6, 7) представляют собой несобственные интегралы от осциллирующих комплексных функций. Численное интегрирование проводилось методом Лонгмана (Longman, 1960) с удвоенной точностью представления величин, входящих в подынтегральную функцию. Интегрирование между нулями осциллирующей функции выполнялось методом Гаусса по 81 узлу с задаваемой относительной погрешностью вычислений.

Расчеты радиальной составляющей индукции магнитного поля B_r проведены по формуле (7), соответствующей условию, когда в пространстве скважины находится скважинный прибор, являющийся диэлектриком. Результаты расчетов для магнитного диполя с моментом M_r^* = 1 А·м^2 на разносе L = 1,2 м при радиусе скважины a = 0,075 м в зависимости от удельного сопротивления среды ρ приведены на рис. 5, 6.

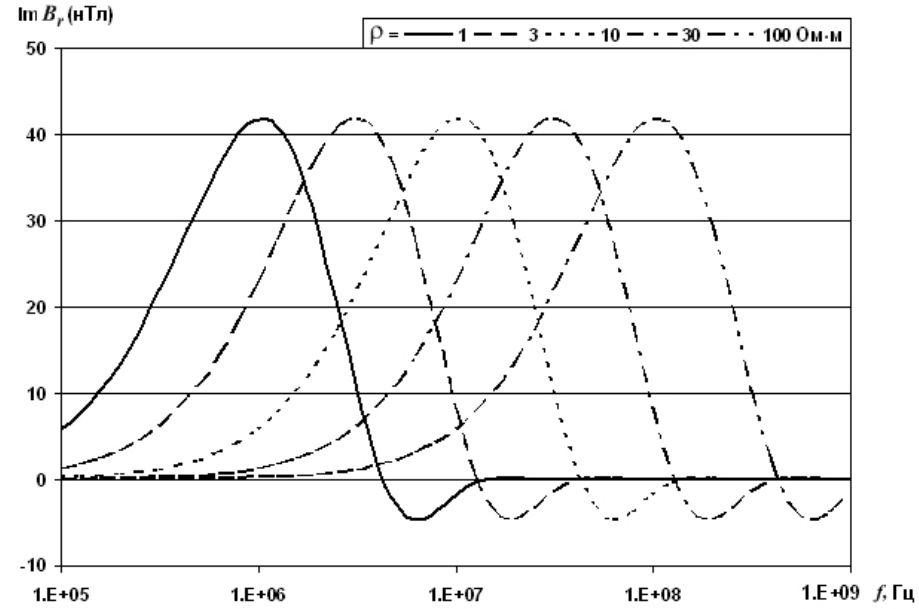


Рис. 6. Частотные кривые Im B_r. Шифр кривых – ρ среды [Ом·м]

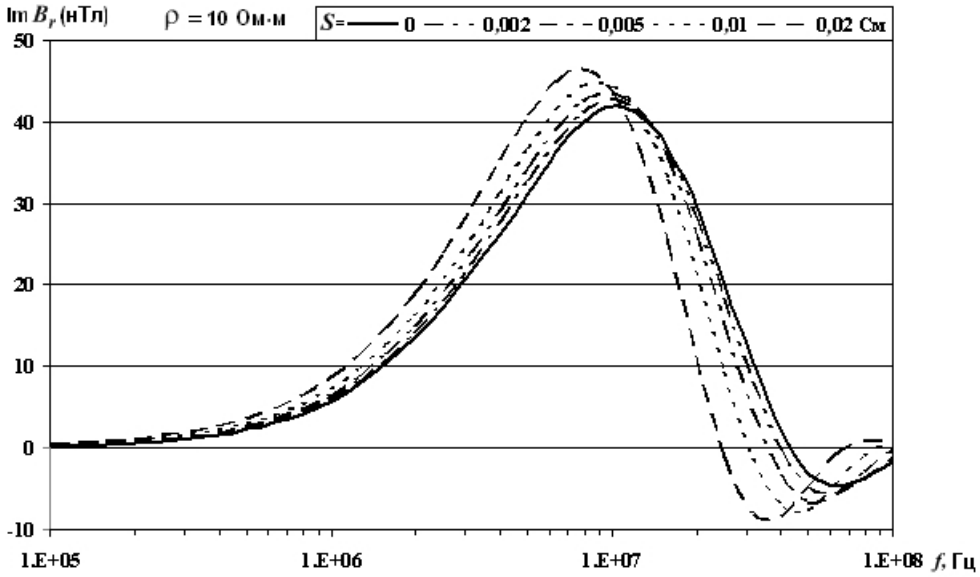


Рис. 7. Частотные кривые Im B_r при ρ среды = 10 Ом·м. Шифр кривых – S [См]

Анализ расчетов поля показывает, что величины магнитного поля в скважине в высокочастотной части спектра при волновом параметре $\rho = \omega\mu_0\sigma L^2 > 1$ для разносов, превосходящих радиус скважины $L >> a$, соответствуют расчетам поля диполя в безграничной среде, представленной на рис. 2, 3 (переход к B_r [нТл] от магнитного числа h_r выполняется как $B_r = h_r M_r^* 100 / L^3$).

Информацию о проводящих свойствах вмещающих пород дают Re и Im квадратуры магнитного поля B_r, причем в квадратуре Im величины экстремальных частот существенно ниже, чем в квадратуре Re. Чем более проводящей является среда, тем ниже частоты, на которых в среде появляются вихревые токи индукции, с которыми связаны экстремумы вещественной и мнимой часть магнитного поля.

При малых отношениях радиуса скважины к разносу a/L влияние непроводящего объема скважины на магнитное поле является несущественным, т. к. основная часть магнитного поля обусловлена вихревыми токами в окружающей проводящей среде. Следовательно, величину ρ среды можно определять по частотам, соответствующим максимумам вещественной Re B_r и мнимой Im B_r квадратур магнитного поля: $\rho_{Re} = 0{,}23\, f L^2$; $\rho_{Im} = 0{,}67\, f L^2$ (f – МГц).

Предлагаемый способ исследований скважин позволяет определять удельное электрическое сопротивление вмещающих горных пород по частотам, соответствующим максимумам вещественной Re и мнимой Im квадратур радиальной составляющей магнитной индукции, возникающей от токов во вмещающих горных породах, индуцируемых гармоническим магнитным полем радиального источника поля.

Влияние проводящего S-слоя на величину магнитного поля

На рис. 7, 8 приведены спектральные характеристики величин Re B_r и Im B_r с теми же параметрами модели при различных значениях ρ среды или *S*-слоя (шифры кривых).

Чем выше продольная проводимость *S*-слоя, тем ниже частоты, на которых проявляется его влияние на величины квадратур Re B_r и Im B_r. По мере увеличения продольной проводимости *S* величины Re B_r и Im B_r и частоты *f*, соответствующие их экстремумам, изменяются. Как видно из сравнения рис. 5 и 8, а так же рис. 6 и 7, наличие *S*-слоя даже с малой величиной продольной проводимости *S* приводит к искажению поведения B_r за счет индукции в проводящем *S*-слое. При определении ρ среды по данным индукционного каротажа с радиальным источником необходимо введение поправки за влияние проводяще-

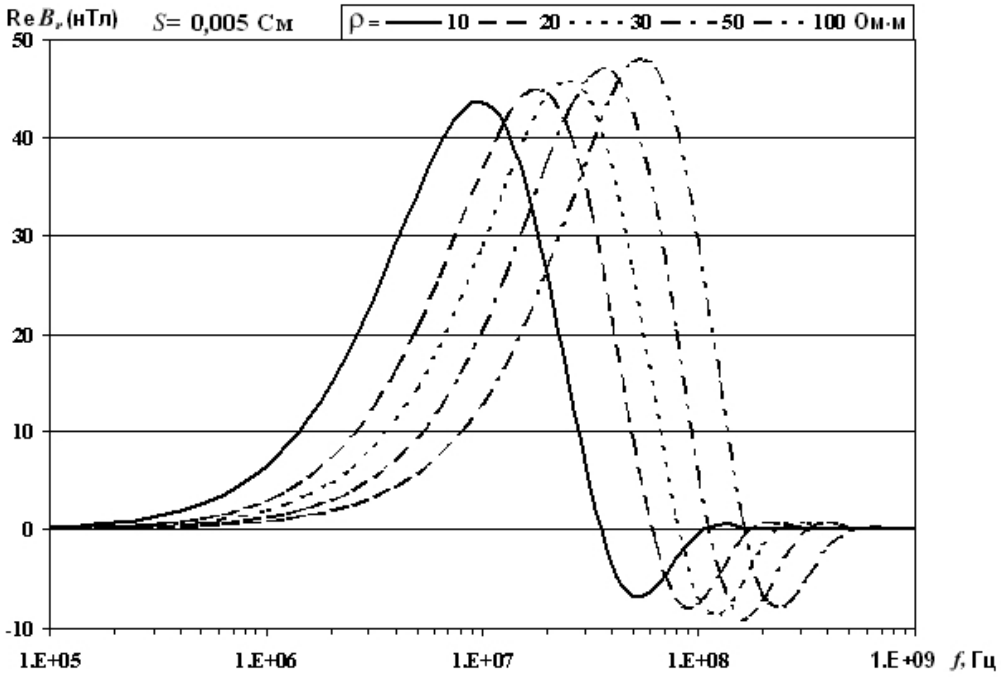


Рис. 8. Частотные кривые Re B_r, при S = 0,005 См. Шифр кривых – ρ [Ом·м]

го слоя (при его наличии).

Примеры палеток для определения величины ρ среды по частотам f, соответствующим экстремумам Re B_r и Im B_r для разноса L = 1,2 м с учетом поправки за влияние проводящего S-слоя, приведены на рис. 9, 10.

Без поправки за влияние S-слоя величина ρ среды, определенная по частотам экстремумов Re B_r и Im B_r, будет занижена.

Высокие частоты измерений магнитного поля требуют исследования возможного влияния токов смещения, т. е. учета не только проводящих свойств, но и их диэлектрических проницаемостей сред. Влияние диэлектрической проницаемости ε учитывается введением комплексной электропроводности сред вида $\hat{\sigma} = \sigma + j\omega\varepsilon_o\varepsilon$.

Анализ расчетов магнитного поля показывает, что наибольшее влияние на ха-

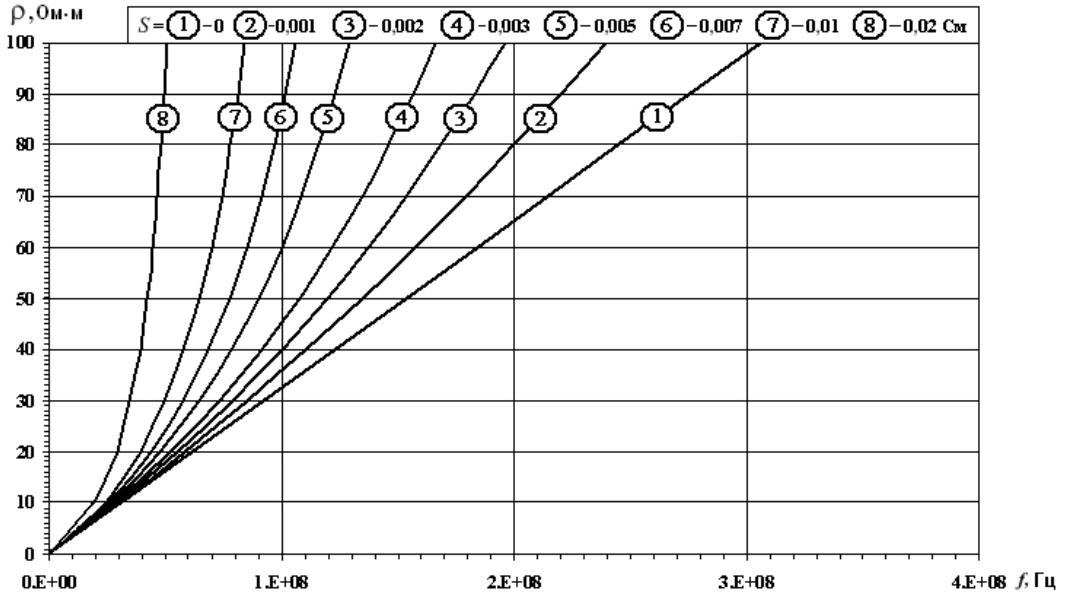


Рис. 9. Палетка определения ρ среды [Ом·м] по частоте экстремума Re B_r для зонда с разносом L = 1,2 м. Шифр кривых – S [См]

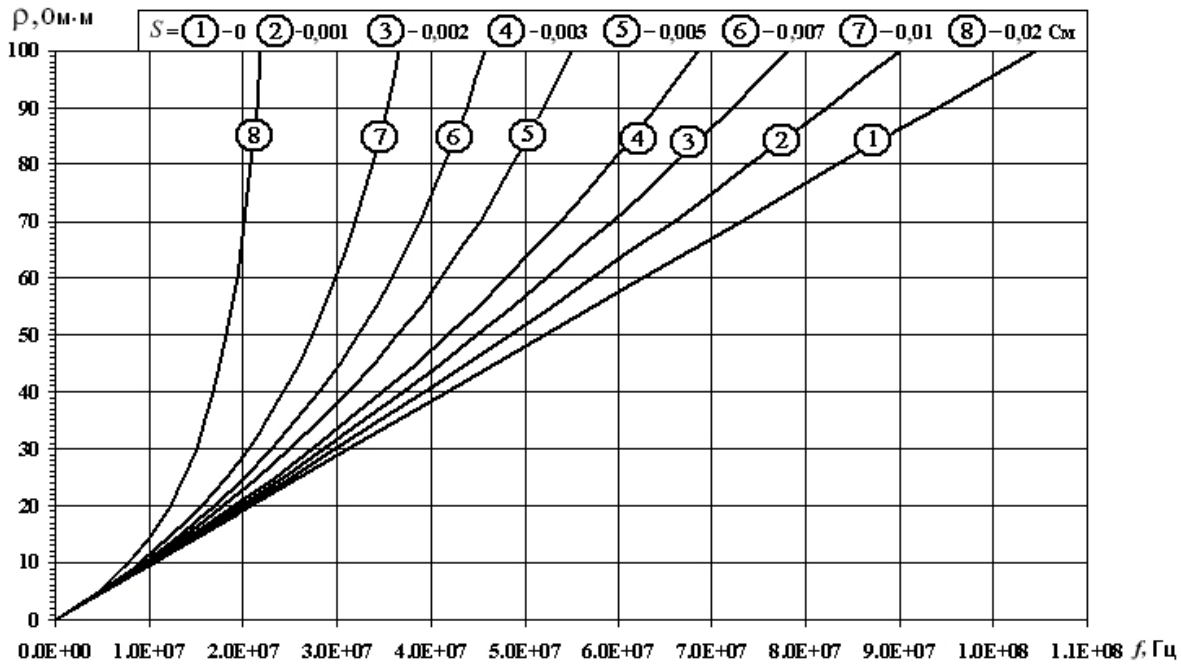


Рис. 10. Палетка определения ρ среды [Ом·м] по частоте экстремума Im B_r для зонда с разносом L = 1,2 м. Шифр кривых – S [См]

рактер поведения поля оказывает величина диэлектрической проницаемости ε S-слоя равная 80 ед. СИ, характерная для промывочных жидкостей, изготавливаемых на водной основе. Влияние диэлектрической проницаемости среды, составляющей для горных пород среднюю величину ε = 5 ед. СИ (Даев, 1974) сказывается на поведении гораздо меньше.

Представленные выше зависимости магнитного поля, создаваемого радиальным индуктивным источником, аналогичны зависимостям поля с классической сосной установкой индукционных методов каротажа скважин, изложенные в работе (Ратушняк и др., 2016). Определение удельного сопротивления вмещающих пород с радиальной установкой возможно по Re и Im квадратурам радиальной составляющей магнитной индукции, в то время как классическая соосная установка позволяет использовать только мнимую квадратуру измеряемой осевой составляющей поля. Применение радиальной установки каротажа требует более высоких частот исследования, однако при этом вдвое увеличивается радиус исследуемого околоскважинного пространства пород.

Выводы

– Применение в индукционном каротаже индуктивного источника с радиальным направлением момента позволяет вдвое увеличить дальность исследований в радиальном направлении.

– Оценку величины ρ среды можно выполнять по частотам, соответствующим экстремумам измеряемой вещественной и мнимой квадратур радиальной составляющей магнитного поля.

– На гармоническое магнитное поле, создаваемое током радиального индуктивного источника, кроме сопротивления среды может оказывать существенное влияние проводящий тонкий слой промывочной жидкости, заполняющий пространство между снарядом и стенкой скважины.

– Для известной продольной проводимости S (ρ промывочной жидкости по данным резистивиметрии и заданных диаметрах скважины и снаряда) влияние слоя может быть учтено при оценке величины удельного сопротивления ρ среды по экстремумам квадратур радиальной составляющей магнитного поля от радиального индуктивного источника.

– Применение высоких частот иссле-

дований для определения величины удельного сопротивления ρ среды требует учета диэлектрической проницаемости промывочной жидкости, изготавливаемой на водной основе.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН (Проект № 15-11-5-13).

Литература

Аксельрод С.М. Способ индукционного каротажа. А. с. № 133536. БИ № 22, 1960.

Андерсон Б., Барбер Т., Леверидж Р. и др. Трехмерный индукционный каротаж: старые измерения под новым углом // Нефтегазовое обозрение. 2008. URL:http://www.slb.com/~/media/Files/reso-urces/oilfield_review/russia08/sum08/05_tri-axialinduction.pdf.

Антонов Ю.Н. Изопараметрическое каротажное зондирование (обоснование ВИКИЗ) // Геология и геофизика. 1980. № 6. С. 81–91.

Бурсиан В.Р. Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. Л.: Недра, 1972. 245 с.

Даев Д.С. Способ диэлектрического индуктивного каротажа. А. с. № 206735. Изобретения, пром. образцы, товарные знаки. 1969. № 18.

Даев Д.С. Высокочастотные электромагнитные методы исследования скважин. М.: Недра, 1974. 192 с.

Долль Г. Теория индукционного метода исследования разрезов скважин и его применение в скважинах, пробуренных с глинистым раствором на нефти // Вопросы промысловой геофизики. 1957. С. 252–274.

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

Кауфман А.А. Теория индукционного каротажа. Новосибирск: Наука, 1965. 236 с.

Плюснин М.И. Индукционный каротаж. М.: Недра, 1968. 142 с.

Ратушняк А.Н., Байдиков С.В., Теплухин В.К. Индукционный каротаж скважин с учетом влияния проводящей промывочной жидкости // Уральский геофизический вестник. 2016. № 1(27). С. 40–47.

Табаровский Л.А., Эпов М.И. Радиальные характеристики индукционных фокусирующих зондов с поперечными датчиками в анизотропной среде // Геология и геофизика. 1979. № 7. С. 69–77.

Теплухин В.К., Ратушняк А.Н. Способ индукционного каротажа. Патент РФ № 2575802. 20.02.2016. Бюл. № 5.

Шауб Ю.Б. Основы аэроэлектроразведки методом вращающегося магнитного поля. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 228 с.

Шейнманн С.М. Об установлении электромагнитных полей в земле // Прикладная геофизика. М.: Гостеортехиздат, 1947. Вып. 3. С. 3–55.

Gupta P., Kriegshauser B.F., Fanini O.N. Conductivity anisotropy estimation method for inversion processing of measurements made by a transverse electromagnetic induction logging instrument. Патент US 5999883. 1998. URL: http://www.google.com/patents/US5999883.html.

Longman I.M. A method for the numerical evaluation of finite integrals of oscillatory functions // Math. Comput. 1960. V. 14. № 69. P. 53–59.

Omeragic D, Sun K, Li O, Habashy T. Multilevel workflow method for extracting resistivity anisotropy data from 3D induction measurements. EP 2320251 A2. 2011.

УДК 550.837+552.08:53(3)

РАЗРАБОТКА МОДЕЛИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТИ В ВЕРХНИХ ЧАСТЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТАГИЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ НА ОСНОВЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ И ГРАВИТАЦИОННЫХ ДАННЫХ (Вижайский профиль)

Сурина О.В., Дьяконова А.Г. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В результате обработки экспериментального материала и интерпретации данных с использованием численного моделирования электромагнитных полей построен геоэлектрический разрез верхней части литосферы по Вижайскому профилю. Согласно разработанной ранее методике на основе результатов геоэлектрики с привлечением гравитационных данных построена электрогравитационная модель строения земной коры. Полученные данные позволят дополнить, а в ряде случаев уточнить имеющуюся геолого-геофизическую информацию о составе и строении Тагильской мегазоны в северном сечении Урала.

Тагильский мегасинклинорий, электромагнитное зондирование, геоэлектрический разрез, удельное электрическое сопротивление, плотность, интерпретация, электрогравитационная модель.

MODELING OF DENSITY DISTRIBUTION IN THE UPPER PARTS OF THE EARTH'S CRUST OF THE TAGIL MEGAZONE ON THE BASIS OF ELECTROMAGNETIC AND GRAVITATIONAL DATA (Vizhay profile)

Surina O.V., Dyakonova A.G. – Institute of Geophysics UB RAS, Yekaterinburg

Abstract. As a result of processing of experimental materials and interpretation of data with use of computational modeling of electromagnetic fields the geoelectric section of the upper part of the lithosphere along Vizhay profile is constructed. The electrogravitational model of the Earth's crust on the basis of geoelectric structure using gravity data is constructed according to the technique developed earlier. The received data allows to replenish, and in a number of cases to specify available geological and geophysical data on composition and structure of the Tagil megazone in the northern section of the Urals.

Tagil Megasynclinorium, electromagnetic sounding, geoelectric section, specific electrical resistivity, density, interpretation, electrogravitational model.

Введение

Объектом исследований выбрана территория северного сегмента Тагильского мегасинклинория. За многолетний период изучения этой структуры накоплен обширный геолого-геофизический материал, однако взгляды на историю ее формирования несколько противоречивы. Характерной особенностью Тагильской мегазоны является преобладающее развитие вулканогенных комплексов (Каретин, 2000; Бороздина и др., 2010). Недостаточная изученность физических свойств, слагающих, в том числе эти комплексы горных пород, приводит к неоднозначным толкованиям результатов, получаемых по данным различных геофизических методов. Между тем физические свойства горных пород являются основным связующим параметром, необходимым для наиболее обоснованной интерпретации геофизических полей. От этого зависят наши представления о геологическом строении объекта исследований как при поисково-разведочных, так и региональных работах.

Задача построения плотностных моделей земной коры по результатам геофизических исследований является одной из наиболее актуальных. Поскольку аномалии наблюденного гравитационного поля можно объяснить распределением масс в приповерхностном (гравиактивном) слое, мощностью порядка 15–20 км (Красовский, 1989; Ананьева и др., 2008), то очевидно, что без привлечения дополнительной информации о морфологических осо-

бенностях исследуемого участка работ, корректно проинтерпретировать аномалии поля силы тяжести от глубоко залегающих объектов крайне тяжелая задача. Прежде всего, это связано с неоднозначностью решения обратных задач гравиметрии. В процессе проведения региональных электромагнитных исследований в Уральском регионе была обнаружена пространственная связь аномалий гравитационного поля с особенностями расслоенности коры по электрическим параметрам. Это послужило основанием для разработки нового подхода к моделированию распределения плотности в верхних частях земной коры, основанного на результатах электромагнитных исследований и гравитационных данных при построении согласованных электрогравитационных моделей. В данной работе реализуется предложенный нами принцип построения электрогравитационной модели на примере Вижайского геотраверса.

Краткая характеристика геологического строения исследуемой территории

Тагило-Магнитогорское погружение – это крупнейшая палеозойская отрицательная структура Уральского складчатого пояса, которая включает два крупнейших мегасинклинория или прогиба: Тагильский на севере и Магнитогорский на юге. Западная граница погружения совпадает с западной границей восточного палеостроводужного сектора Урала, восточная граница палеозойского погружения проходит по Серовско-Маукскому глубинному разлому.

Тагильский мегасинклинорий приурочен к Среднеуральскому и Северо-Уральскому блокам, для которых характерен преимущественно фемический тип коры, что определяет значительный объем интрузивного магматизма с повышенными средними плотностями и, следовательно, с преобладанием высоких значений аномалий силы тяжести.

В гравитационном поле Тагильский прогиб в направлении с запада на восток уверенно делится на три зоны – Западную, Центральную и Восточную, резко отличающиеся по характеру аномалий силы тяжести над ними и по особенностям геологического строения.

В прогибе развиты вулканиты преимущественно основного и среднего состава, вулканогенно-осадочные образования – туфы, туффиты, туфопесчаники, кремнисто-глинистые сланцы, а также осадочные породы – известняки песчаники, алевролиты, конгломераты и аргиллиты силурийского, девонского и нижнемелового возраста. Среди интрузивных пород преобладают массивы основного состава, представленные габброидами, габбро-амфиболитами, габбро-норитами и габбро-диабазами. Диориты обычно приурочены к краевым частям массивов или образуют небольшие по размерам и сложные по составу габбро-диорит-плагиогранитные массивы в осевой части прогиба (Каретин, 2000; Бороздина и др., 2010).

Анализ физических параметров

Изучением физических свойств на Урале в течение многих лет занимался большой коллектив исследователей: Е.М. Ананьева, М.В. Карманова, Е.Б. Горонович, Т.А. Пестрецова, Ю.Н. Горбачев, В.С. Зонов, С.В. Шебухова, В.С. Дружинин, Н.А. Плохих и многие другие.

В рамках настоящих исследований была проведена большая работа по обобщению информации о петрофизических параметрах горных пород по литературным, фондовым материалам, а также опубликованным работам, включая монографические издания (Сурина и др., 2012; Сурина, Дьяконова, 2015), полученной в результате:

– каротажных исследований (плотностной гамма-гамма каротаж, КС, БКЗ), достоверность которых в естественных условиях зависит от многих факторов: глубина, механическое состояние скважины, ее диаметр, размер зонда и др.;

– лабораторных измерений плотности, пористости и удельного электрического сопротивления на образцах с изучением петрографического и минералографического определения горных пород. Это важный этап исследований, однако, свойства образцов не всегда отражают свойства породы, находящейся в естественном залегании

в условиях обводненности, механических, тепловых напряжений и других деструктивных факторов.

Учитывая направленность работы, были исследованы преимущественно электрические и плотностные характеристики интрузивных, эффузивно-осадочных и эффузивных, метаморфических и осадочных образований и их зависимости от пористости (Физические свойства … , 1967; Семенов, 1970; Физические свойства … , 1976; Методические рекомендации … , 1983; Ананьева и др., 2008).

Плотность является одной из наиболее значимых физических характеристик горных пород. Это один из основных параметров, используемых при интерпретации результатов геофизических исследований, поскольку позволяет охарактеризовать структурно-вещественный состав горных пород, их метасоматические изменения, определить пористость и природу гравитационных аномалий и тем самым получить информацию о глубинных особенностях геологического строения земных недр.

По данным электромагнитных методов имеется возможность изучить электропроводность горных пород, которая в верхних горизонтах разреза обусловлена в основном движением ионов в поровой воде (свободной и связанной), которая отличается значительно более низким удельным электрическим сопротивлением, чем минеральный скелет большинства горных пород, следовательно, степень пористости, трещиноватости (нарушенности), обводненности и проницаемости среды, а также минерализация поровых вод являются преобладающими факторами, оказывающими влияние на изменение электрического сопротивления горных пород.

Важной особенностью данной работы является обобщение фактических материалов, полученных в результате измерений физических свойств образцов керна глубоких скважин по ряду месторождений Урала (Редозубов, 1975). Выявлена зависимость между плотностью, удельным электрическим сопротивлением и пористостью по одним и тем же образцам горных пород (более 5000 определений). Сопоставление значений удельного электрического сопротивления и пористости эффузивных пород (кайнотипных и палеотипных) указывает на наличие корреляционной зависимости между этими параметрами (рис. 1, *а*), а для плотности и пористости, измеренных на тех же образцах горных пород, такой зависимости не наблюдается (рис. 1, *б*). Зависимость построена для значений пористости от 0,1 до 2,6 %, поскольку более высокой пористостью обладали лишь единичные образцы. Коэффициенты корреляции между удельным сопротивлением и пористостью варьировали от 0,77 до 0,93 (577 определений). В данных условиях наиболее информативным параметром является удельное электрическое сопротивление, которое изменяется в зависимости от пористости на несколько порядков.

Таким образом, в результате проведенных исследований проанализированы сведения об удельном электрическом сопротивлении, плотности и пористости магматических, метаморфических и осадочных пород Урала, а также исследованы зависимости между этими физическими параметрами. Приведенные данные наглядно демонстрируют, что пористость водонасыщенных горных пород однозначно отражается на величине удельного сопротивления, даже у пород с уплотненными текстурами и на плотности для пород с пористыми текстурами (осадочные образования, кайнотипные эффузивы). Пористость менее 4 % практически не отражается на величине плотности изверженных пород, из чего следует, что изучение такого параметра горных пород, как удельное электрическое сопротивление, позволяет получать обоснованное представление о нарушенности и проницаемости среды, особенностях структурно-тектонического и геологического строения земных недр (Сурина и др., 2012; Сурина, Дьяконова, 2015).

Разработка электрогравитационной модели

Основу для разработки электрогравитационной модели составил экспериментальный материал, полученный сотрудни-

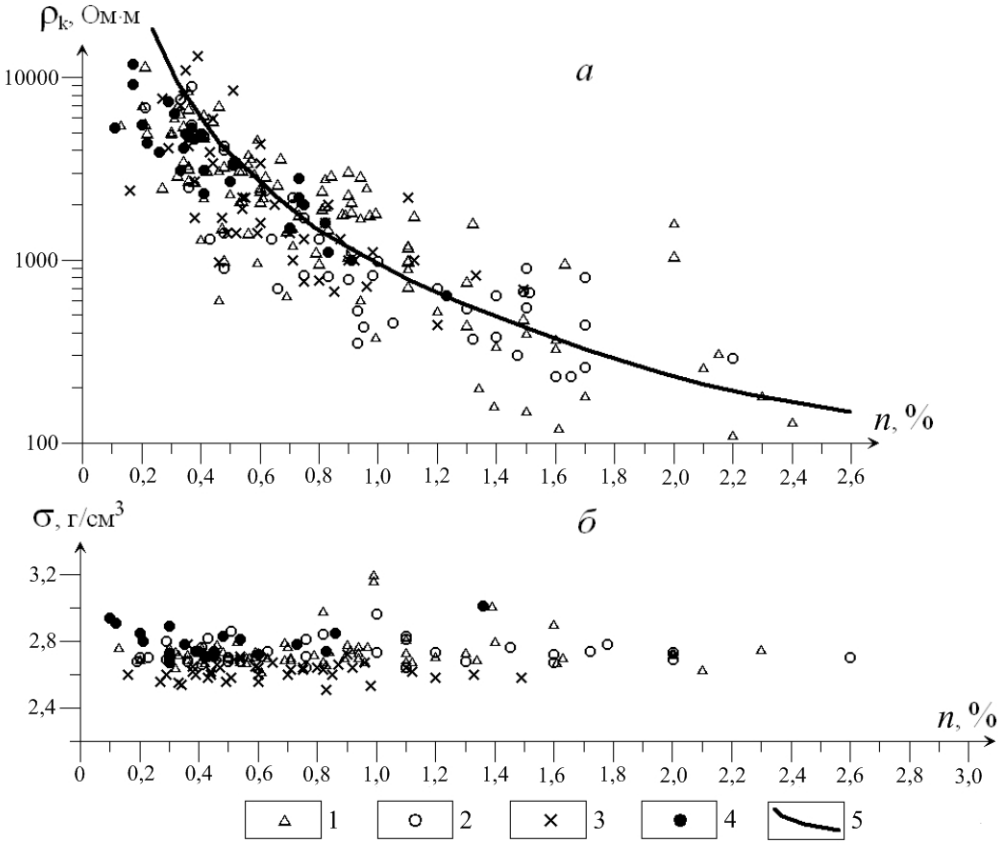


Рис. 1. Зависимость удельного электрического сопротивления (*а*) и плотности (*б*) от пористости (по материалам И.И. Бреднева и А.А. Редозубова):
1 – туфы и туфобрекчии смешанного состава; 2 – кварцевые альбитофиры; 3 – кварцевые плагиопорфиры; 4 – диабазы; 5 – обобщенная эмпирическая зависимость, рассчитанная для различных по составу пород вмещающих ряд месторождений Южного Урала

ками лаборатории электрометрии Института геофизики УрО РАН методами геоэлектрики (ИЭМЗ-АМТЗ-МТЗ-ГМТЗ) в северном сегменте Тагильского мегасинклинория. Выбор протяженности трассы исследований (Вижайский профиль) диктовался условиями местности – наличием проезжих дорог для автотранспорта (рис. 2). В западной части профиль упирался в перевал Молебный (Главный водораздельный хребет Урала), а на востоке – в заболоченный водораздел рек Сосьва – Тавда. Пункты зондирований были привязаны к структурно-вещественным комплексам пород. Методические основы построения геоэлектрических разрезов, включая комплексирование методов геоэлектрики, обработку экспериментального материала и интерпретацию данных на современном уровне с использованием численного моделирования электромагнитных полей, описаны в опубликованных работах (Дьяконова и др., 2007а; 2007б).

Согласно разработанной ранее методике (Сурина и др., 2012; Сурина, 2012; Сурина, Дьяконова, 2013) моделирования распределения плотности верхней части земной коры в блоках, выделенных по электромагнитным данным, с помощью модулей программных средств, интегрированных в GIS ArcView, выполнена интерпретация поля силы тяжести в двумерном варианте (рис. 3, *в*, цветная вкладка). В качестве экспериментального поля использована аномалия Буге масштаба 1:1000000. Геологические образования в модели рассматриваются как совокупность полигональных объектов произвольного сечения с неограниченным числом вершин, каждый из которых наделен постоянной плотностью и намагниченностью. Это дает возможность получать в цифровом виде коор-

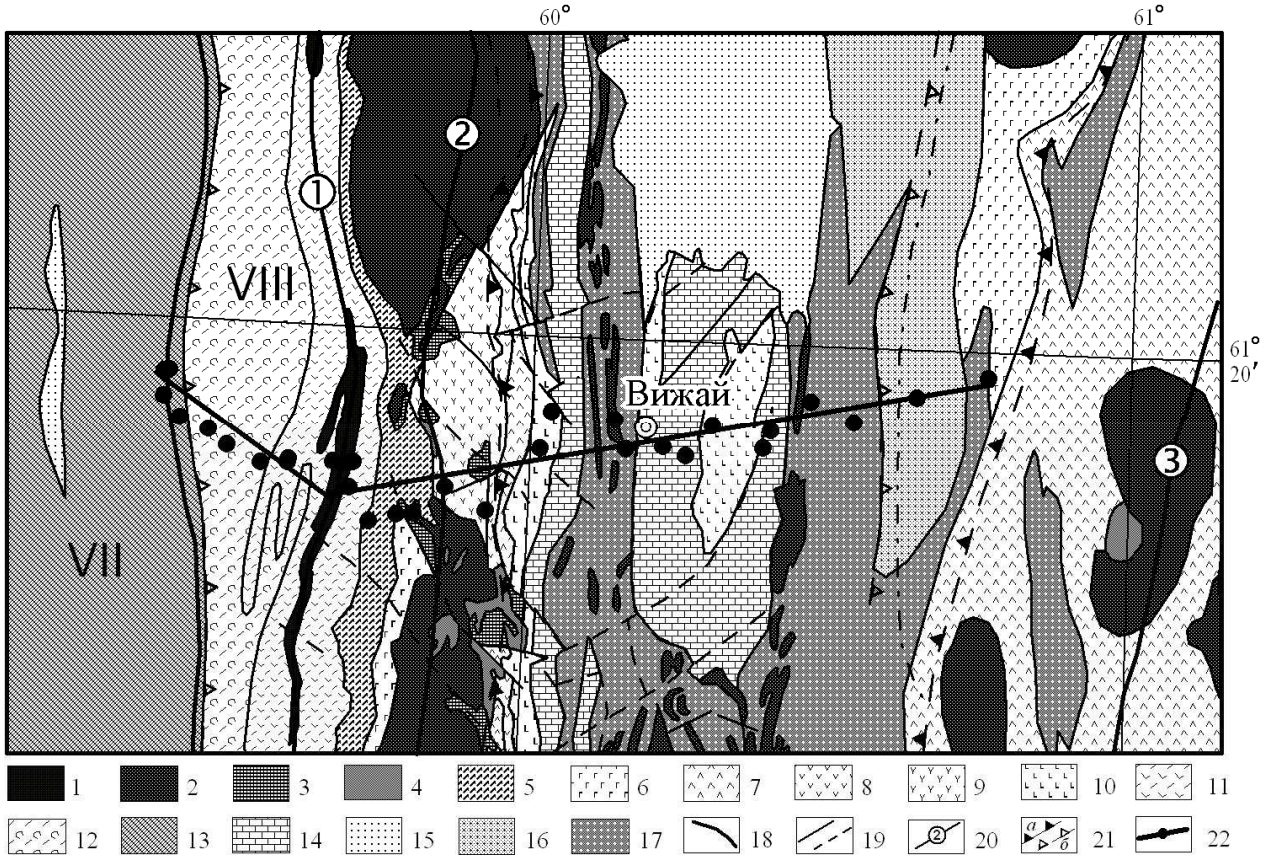


Рис. 2. Схематическая геологическая карта домезозойского складчатого фундамента Урала (Схематическая … , 1979):
1 – перидотиты, сильно серпентинизированные ультрабазиты, серпентиниты; 2 – габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы; 3 – плагиограниты, гранодиориты; 4 – диориты, диоритовые порфириты; 5 – амфиболиты, амфиболовые сланцы; 6 – базальты, диабазы, базальтовые порфириты, спилиты; 7 – андезито-базальтовые, базальтовые порфириты, их туфы, туфобрекчии, туффиты, туфопесчаники; 8 – андезитовые, андезито-дацитовые порфириты и их туфы; 9 – диабазы, базальтовые порфириты, спилиты, кварцевые альбитофиры; 10 – трахибазальтовые и базальтовые порфириты; 11 – зеленые сланцы; 12 – филлитизированные парасланцы разного состава; 13 – филлитизированные парасланцы разного состава, зеленые сланцы, слюдистые кварциты, кварцито-песчаники; 14 – известняки; 15 – валунные супеси, пески, конгломераты, песчаники; 16 – песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы; 17 – осадочно-вулканогенные толщи: туфы разного состава, туфопесчаники, туффиты, кремнистые и глинистые сланцы; 18 – граница структур I порядка: VII – Центрально-Уральское поднятие, VIII – Тагильская мегазона; 19 – тектонические нарушения достоверные и предполагаемые; 20 – осевые линии зон глубинных разломов, фиксированные интрузиями: ① – Салатимский, ② – Платиноносный, ③ – Серовско-Маукский; 21 – разрывные нарушения сбросового характера: *а* – достоверные, *б* – предполагаемые; 22 – профиль с пунктами зондирований

динаты всех вершин и с помощью математического блока рассчитывать модельные кривые. Расчетный блок программы основан на формулах для комплексного логарифмического потенциала притяжения и формулах Пуассона-Этвеша для составляющих магнитной индукции. Используя функции ввода и редактирования данных системы ArcView, отклонения модельной кривой от экспериментальной минимизируются за счет положения и угла наклона изменяемых контактов, коррекции значений избыточной плотности и введения предполагаемых глубинных объектов по геолого-геофизическим данным. В процессе интерпретации был осуществлен подбор кривой поля силы тяжести.

Особенностью выполнения расчетов гравитационной модели являлась соразмерность линейных масштабов в горизонтальном и вертикальном направлениях, поэтому пришлось трансформировать глу-

бинный разрез по данным магнитотеллурики (построение которого предусматривало логарифмический вертикальный масштаб) в линейный. Однако детали расслоенности осадочных образований в верхних частях разреза, более четко проявленные в геоэлектрическом разрезе (рис. 3, *б*, цветная вкладка), были учтены при построении согласованной электрогравитационной модели (рис. 3, *д*, цветная вкладка).

Значения плотности и удельного электрического сопротивления в представленной электрогравитационной модели согласуются с оценками данных физических параметров по результатам электроразведочных работ методами постоянного тока (ВЭЗ, БКЗ и каротажа скважин) и петрофизическим исследованиям на образцах горных пород (таблица). В целом, электрогравитационная модель носит обобщающую пространственную характеристику рассматриваемой территории, поскольку пункты зондирования местами располагаются на значительном удалении от профиля и могут отражать детали различной литологии горных пород.

Краткая геологическая интерпретация полученных результатов

Западный отрезок профиля (пункты 1–10) расположен в пределах палеоконтинентального сектора Урала, который представляет собой пассивную окраину Восточно-Европейской платформы с преимущественным распространением терригенных образований верхнего докембрия (?) – нижнего палеозоя, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, среди которых выделяется ряд свит и формаций. Эти структуры занимают наиболее гипсометрически приподнятую часть Уральских гор и в геоэлектрической модели (см. рис. 3, *б*, цветная вкладка) выделяются единым мо-

Таблица. Вещественный состав пород и средние значения плотностей по результатам моделирования

Геологические комплексы	Избыток (дефицит) плотности по результатам моделирования $\Delta\sigma$, г/см^3	$\overline{\sigma}^*$, г/см^3
Осадочный чехол: пески, глины, мергели, опоки	–0,42…–0,25	2,34
песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы	–0,12…–0,09	2,56
Филлитизированные парасланцы разного состава, слюдистые кварциты, кварцито-песчаники	–0,12…–0,03	2,55…2,64
Базальты, спилиты, андезито-базальтовые, базальтовые порфириты и их туфы	–0,07…0,03	2,60…2,70
Осадочно-вулканогенные толщи: туфы разного состава, туфопесчаники, туффиты, кремнистые и глинистые сланцы	–0,05…0,05	2,62…2,72
Известняки	–0,02…0,0	2,66
Зеленые сланцы	–0,03…0,05	2,68
Серпентиниты, серпентинизированные ультрабазиты	–0,02…0,09	2,65…2,76
Плагиограниты, гранодиориты	0,0…0,05	2,71
Диабазы, трахибазальтовые порфириты, кварцевые альбитофиры	0,03…0,13	2,70…2,80
Амфиболиты, амфиболовые сланцы	0,05…0,13	2,72…2,80
Диориты, диоритовые порфириты, перидотиты	0,11…0,13	2,79
Габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы	0,11…0,23	2,84

* – плотность определена исходя из средней плотности пород до кровли консолидированного фундамента 2,67 г/см^3 (Красовский, 1989).

нолитным блоком с высоким удельным сопротивлением (10000 Ом·м и более) до глубин порядка 8–10 км. Средние значения плотности здесь, согласно плотностной модели, варьируют от 2,55 до 2,72 г/см^3. Коровый проводящий слой на глубине 10 и более километров, который широко представлен в области глубинных разломов и фрагментарно присутствует в восточной части профиля, вероятнее всего, связан с вертикальной реологической (гидродинамической) неоднородностью коры и является зоной отделителя по С.Н. Иванову, т. е. фиксирует зону перехода от гидростатического давления на флюид к литостатическому (Иванов, 1998). Плотность пород в данной части профиля на глубине свыше 10 км составляет 2,80–2,90 г/см^3.

Главный Уральский глубинный разлом (пункты 10–13) является одной из наиболее значимых структурных зон Земли, тектонотипом глубинных разломов и представляет собой западную границу между палеоконтинентальным и палеоостроводужным (восточном) секторами Урала. Для него характерно широкое развитие серпентинитового меланжа и мегабрекчий. В восточном крыле Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР) наблюдаются офиолиты, в том числе габбро-гипербазитовые массивы Салатимской зоны. Отличительной чертой Салатимской зоны является высокая степень деформаций всех развитых здесь геологических образований, что определяется ее положением в области главного коллизионного шва Урала. Рассматриваемая полоса представляет собой типичную зону смятия, сложенную осадочными и вулканогенными толщами ордовика, сформировавшимися в процессе раскрытия Уральского палеоокеана, и которые впоследствии преобразованы в сланцы, раздроблены и будинированы, также характерно широкое развитие мегабрекчий и участков дислокационного метаморфизма. В геоэлектрической модели Салатимская зона представлена проводящей субвертикальной вставкой (ρ = 10…400 Ом·м), уходящей на большие глубины и совпадающей на поверхности с ГУГРом. Наряду с главной вертикальной проводящей зоной прослеживается менее мощная, падающая на восток зона пониженного сопротивления. Эта зона сочленяется с вертикальной в приповерхностной области и ниже, отклоняясь на восток, достигает глубины примерно 20–30 км (см. рис. 3, *б*, цветная вкладка). По геологическим данным в Главном Уральском глубинном разломе совмещены несколько разломов разного возраста и различной генетической природы. Электромагнитные данные подтверждают этот вывод. Плотность пород в этой зоне аномально высокой проводимости составляет 2,72–2,87 г/см^3.

Платиноносный пояс (пункты 14–18) является крупнейшим магматическим комплексом Урала. Он расположен восточнее Главного Уральского разлома, на западе Тагильской вулканогенной магазоны и состоит из протяженной цепи массивов, сложенных дунитами, клинопироксенитами, оливиновыми габбро, габбро-норитами и гранитоидами. Габброиды слагают более 80 % объема пояса. Средняя плотность пород здесь варьирует от 2,60 до 2,90 г/см^3. В геоэлектрической модели зона пояса выглядит как высокоомный блок, постепенно погружающийся в восточном направлении. Наиболее примечательной особенностью этой части профиля является наличие крупной субвертикальной проводящей зоны, ограничивающей блок Платиноносного пояса с востока и протягивающейся на значительную глубину (Дьяконова и др., 2007в).

Центральная и восточная части Тагильской вулканогенной мегазоны (пункты 19–26) представляет собой вытянутую вдоль меридиана 60^o в. д. синформу. Преобладающим развитием в ее пределах пользуются интрузивные массивы и вулканиты силурийского возраста. Значительно реже распространены девонские эффузивы, их интрузивные аналоги и различные вулканогенно-осадочные и осадочные породы, а также терригенные толщи, сформировавшиеся за счет разрушения вулканических построек (кремнистые сланцы, яшмоиды, известняки, доломиты и др.).

Отмечается асимметричность общего геологического строения мегазоны. Имеют место крутопадающие навстречу друг другу толщи в краевых частях и полого залегающие вулканогенно-осадочные комплексы в центральной части мегазоны. В целом вулканиты Тагильской зоны образуют единый формационный ряд развивающейся островодужной системы. Геоэлектрический разрез Тагильской мегазоны характеризуется достаточно сложным мозаично-блоковым строением, при котором крупные участки с высоким удельным сопротивлением (2500–10000 Ом·м и более) чередуются с субвертикальными и наклонными проводящими зонами. При этом первые отождествляются нами с блоками высокоомных пород, представленных известняками и сравнительно ненарушенными вулканогенными образованиями, тогда как проводящие зоны, вероятно, маркируют крупные блоки тектонически нарушенных пород, сопровождаемые пластинами меланжированных серпентинитов и углистых сланцев. Согласно электрогравитационной модели диапазон средних плотностей пород в этой части профиля составляет 2,60–2,80 г/см^3. В восточной части Тагильской мегазоны (пункты 23–26) на глубине 2–3 км выделяется ослабленная зона низкого удельного сопротивления с плотностью пород 2,69–2,72 г/см^3, образование которой, по всей видимости, связано с позднепалеозойской коллизией и развитием континентальной окраины (Дьяконова и др., 2007в).

Зона сочленения Урала и Западно-Сибирской платформы (пункты 26–31). Изучение природы формирования восточной границы Уральского складчатого пояса всегда было одной из наиболее трудных и неоднозначных задач в тектонике региона. На исследуемой территории по геологическим данным выделяются три структурных этажа. Нижний структурный этаж – это палеозойский Урал, представленный Тагильской мегазоной. Основной структурой среднего этажа является триасовый Северо-Сосьвинский грабен, отчетливо выраженный в гравитационном поле как область пониженных значений силы тяжести. Границы грабена тектонические, что особенно четко устанавливается на его западном крае, к которому приурочены ряд крупных линейных тел серпентинитов. Верхним структурным этажом являются юрские и более молодые осадки Западно-Сибирского мегабассейна. Юрские отложения выходят на поверхность вдоль восточного склона Урала в виде узкой полосы. Наиболее ярко в электромагнитном поле проявляется присутствие сброса (по всей видимости, листрического), начинающегося в районе пунктов наблюдения 26–27 и прослеживающегося на большие глубины (Дьяконова и др., 2007 в). Восточнее четко вырисовывается грабенообразная структура с многочисленными сбросами и, судя по величине удельного электрического сопротивления, до глубин порядка 3 км заполнена типично осадочными и терригенными породами с плотностью 2,28–2,58 г/см^3. В приповерхностных толщах грабена (200–500 м) можно предположить присутствие сильно минерализованных глин, песков или углистых сланцев (ρ = 1…10 Ом·м).

Заключение

В данной работе представлен новый подход к интерпретации результатов комплексных геофизических исследований. С этой целью привлекались материалы двух независимых методов: геоэлектрики и гравиметрии. На основании анализа эмпирической зависимости физических параметров удельного электрического сопротивления, плотности и пористости горных пород обосновывается переход к петрофизической и структурно-тектонической трактовке полученных результатов.

В результате построения согласованной электрогравитационной модели получены ценные сведения о расслоенности и обоснованные оценки вещественного состава горных пород верхних частей земной коры, которые позволят дополнить, а в ряде случаях уточнить имеющуюся геолого-геофизическую информацию о составе и строении Тагильской мегазоны в северном сечении Урала.

Важной особенностью геоэлектрического разреза Вижайского профиля является то, что здесь наклонные разломные зоны, формировавшиеся в обстановке сжатия (коллизии), секутся субвертикальными разломами сдвиговой природы, следовательно, последние являются более молодыми. Наиболее значимый результат получен в восточной части профиля. Здесь вблизи границы «открытого» Урала и Западной Сибири выделяется мощная пограничная структура (разломная зона листрического характера), прослеживающаяся на большие глубины, вплоть до астеносферного проводника. Эта зона сопровождается многочисленными сбросами, в восточном ее крыле располагается грабен, заполненный, судя по величине удельного сопротивления, типично осадочными образованиями. По нашему мнению, установленная особенность геоэлектрического разреза убедительно свидетельствует о том, что именно эта структура является шовной зоной, разграничивающей Уральский складчатый пояс и Западно-Сибирский нефтегазоносный мегабассейн. Она маркирует как пространственную, так и возрастную границу, поскольку Урал – древнее сооружение и уральские комплексы пород слагают фундамент западной части Западной Сибири.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7 (№ 15-18-5-54) и гранта РФФИ № 14-05-31213.

Литература

Ананьева Е.М., Винничук Н.Н., Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. О плотности пород востока Урала и фундамента Западно-Сибирской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 114 с.

Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Богоявленская В.М. Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 152 с.

Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д. Геоэлектрические особенности строения земной коры и верхней мантии Южного Урала // Геология и геофизика. 2007а. Т. 48. № 10. С. 1086–1095.

Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д. Геоэлектрический разрез литосферы Северного Урала // Физика Земли. 2007б. № 4. С. 15–20.

Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д. Структурные особенности геоэлектрической модели литосферы Тагильской мегазоны (Северный Урал) // Материалы VIII геофизических чтений им. В.В. Федынского. Геофизика XXI Столетия. Тверь: Изд-во ГЕРС, 2007в. С. 49–54.

Иванов С.Н. О реологических моделях земной коры: критическое рассмотрение. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 40 с.

Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 277 с.

Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев: Наукова думка, 1989. 247 с.

Методические рекомендации по интерпретации геофизических данных при крупномасштабном геологическом картировании / Е.М. Ананьева, Е.Б. Горонович, З.Б. Черняк и др. Свердловск: Уралгеология, 1983. 301 с.

Редозубов А.А. Об электрическом сопротивлении пород, вмещающих колчеданные месторождения Урала // Методика поисков и разведки глубокозалегающих рудных месторождений: сборник научных трудов СГИ. Свердловск, 1975. Вып. 128. С. 53–61.

Семенов А.С. Природа электрической проводимости древнего кристаллического фундамента // Вестник Ленинградского университета. 1970. № 12. С. 19–26.

Сурина О.В., Дьяконова А.Г., Редозубов А.А. Корреляция физических параметров при построении электрогравитационной модели на примере Среднего Зауралья // Известия вузов. Горный журнал. 2012. № 7. С. 94–101.

Сурина О.В. Согласованные электрогравитационные модели строения земной коры

по трем субширотным геотраверсам Среднего Зауралья // XIII Уральская молодежная научная школа по геофизике: сборник докладов. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2012. С. 200–203.

Сурина О.В. Дьяконова А.Г. Принцип построения электрогравитационных моделей на основе электромагнитных данных // Известия вузов. Горный журнал. 2013. № 5. С. 163–170.

Сурина О.В., Дьяконова А.Г. Разработка электрогравитационной модели верхней части литосферы по Серовскому профилю (Северный Урал) // Литосфера. 2015. № 6. С. 101–115.

Схематическая геологическая карта домезозойского складчатого фундамента Урала м-ба 1:500000 / Под ред. И.Д. Соболева. Свердловск: Уралгеология, 1979.

Физические свойства осадочного покрова территории СССР / Под ред. М.Л. Озерской и Н.В. Подобы. М.: Недра, 1967. 772 с.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): справочник геофизика / Под ред. Н.Б. Дортмана. М.: Недра, 1976. 527 с.

УДК 550.837

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭЛЕКТРОЗОНДИРОВАНИЙ С УСТАНОВКОЙ AMNB И КОМБИНИРОВАННОЙ ТРЕХЭЛЕКТРОДНОЙ УСТАНОВКОЙ AMN+NMA НАД ЛОКАЛЬНЫМИ НЕОДНОРОДНОСТЯМИ

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

Аннотация. Представлены результаты физического и математического моделирования электрических зондирований с установками AMNB и AMN+NMA, B→∞ над локальными неоднородностями. Выделены особенности распределения кажущегося сопротивления в структуре геоэлектрического разреза над параллелепипедом и сферой. Основное преимущество зондирований с установкой AMN+NMA состоит в менее выраженных в разрезе краевых эффектах и оконтуривании нижней границы неоднородности.

Электрические зондирования, установки зондирований, геоэлектрический разрез, краевые эффекты.

MODELLING OF ELECTRICAL SOUNDINGS WITH PLANTING AMNB AND COMBINED PLANTING AMN+NMA ABOVE LOCAL INHOMOGENEITIES

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

Abstract. Results of manual and mathematical modelling electrical soundings with plantings AMNB and AMN+NMA, B→∞ above local inhomogeneities are presented. Features of distribution of apparent resistance in a structure of a geoelectric section above parallelepiped and sphere are identified. Main advantage of soundings with planting AMN+NMA consists in side effects less expressed in a section and contouring of bottom line of inhomogeneity.

Electrical sounding, planting of soundings, a geoelectric section, side effects.

Введение

При изучении верхней части геологического разреза и решении инженерно-геологических задач часто применяют вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ) с симметричной установкой Шлюмберже AMNB. Верхняя часть разреза наиболее подвержена интенсивным геологическим процессам, приводящим к нарушению слоистого залегания горных пород и образованию геологических неоднородностей. Неоднородности будут влиять на результаты электрозондирований. В некоторых случаях они являются геологическими «помехами». Так, приповерхностные неоднородности трансформируют кривую зондирования на больших разносах и вносят неверное представление о более глубинном строении среды. Геоэлектрические неоднородности на малых глубинах в электромагнитном поле будут создавать краевые эффекты, искажающие общую структуру геоэлектричекого разреза (Хмелевской, Шевнин, 1994; Яковлев, 1989; Modin et al., 1994; Бобачев и др., 1995).

Для уменьшения искажающего влияния неоднородностей был предложен новый способ электрических зондирований с комбинированной установкой AMN+MNA B → ∞ (Федорова, 2015; Шестаков, Федорова, 2016). Используется трехэлектродная установка Гуммеля AMN, в которой электроды (A) и (N) находятся на равном расстоянии от центрального электрода (M), подключенного к клемме (M) измерителя. Второй питающий электрод (B) относится в бесконечность. Отметим, что установка Гуммеля применялась только для профилирования. Выполняются двойные измерения комбинированным способом AMN+NMA. Крайние электроды при втором измерении меняются местами, т. е. питающий электрод (A) подключается к клемме (N) приемника, а приемный (N), соответственно, в клемме (A) генератора тока. Зондирование осуществляется за счет перемещения крайних электродов на одинаковое расстояние от электрода (M). Полученные данные обрабатываются путем расчета среднего кажущегося сопротивле-

ния $\rho_к^{ср} = (\rho_к^{AMN} + \rho_к^{NMA})/2$ на каждом разносе и значения относятся к центральному электроду (М).

В статье рассматриваются результаты электрозондирований с симметричной установкой AMNB и трехэлектродной установкой AMN+MNA над локальными объектами, полученные физическим и математическим моделированием.

Результаты физического моделирования

Физическое моделирование выполнено над двумя металлическими параллелепипедами, помещенными в бак с водой на глубину 1,5 см: латунь, размерами 0,7×6×10 см, нержавеющая сталь, размерами 2×6×8 см. Профиль измерений проходил над серединой параллелепипедов. Приемная линия в установке AMNB составляла MN = 1 см, минимальный полуразнос питающих электродов AB/2 = 1,5 см, полуразносы увеличивались с шагом 1 см. Разрезы кажущихся сопротивлений $\rho_к$ построены от полуразноса AB/2. В установке AMN+MNA начальный полуразнос равен AM = 1 см, который так же увеличивался с шагом 1 см. Результаты зондирований представляются разрезом $\rho_к$ от полуразносов AM. Измерения проводили с электроразведочной аппаратурой ЭРА-ЗНАК.

В методе вертикальных электрических зондирований боковые стороны параллелепипедов выделяются краевыми эффектами в виде вытянутых аномалий повышенного сопротивления (рис. 1, *а*, *б*). Над самим объектом аномальная зона пониженного

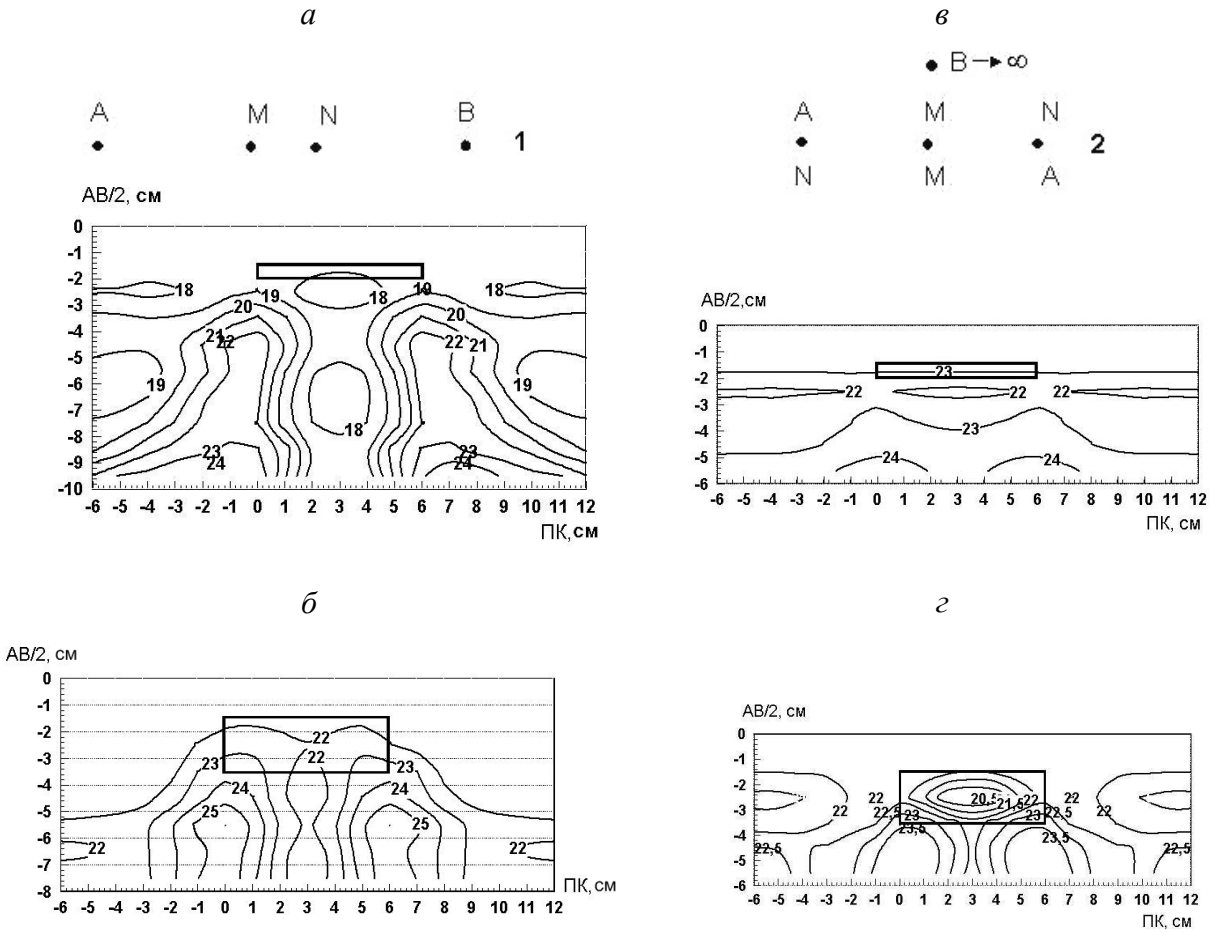


Рис. 1. Физическое моделирование электрозондирований над проводящими параллелепипедами с установками:
1 – AMNB – *а*, *б*; 2 – AMN+MNA – *в*, *г*

сопротивления так же распространяется в глубь разреза. В методе с установкой AMN+MNA над параллелепипедом с малой вертикальной мощностью (h/H = 3, где h – глубина до верхней кромки объекта; H – его горизонтальная мощность) боковые эффекты слабо выражены, (рис. 1, *в*) аномалия от объекта смещена под его нижнюю кромку. Аномалия от параллелепипеда с большей вертикальной мощностью (h/H = 0,75) находится в разрезе непосредственно на месте изучаемого объекта, имеются боковые эффекты слабой интенсивности (рис. 1, *г*).

Краевые эффекты в ВЭЗ возникают при прохождении одного из питающих заземлений через локальный объект. Максимум аномалии наблюдается, когда приемные заземления MN находятся над боковыми гранями параллелепипеда. В методе AMN+MNA B→∞ за счет того, что разносится не только питающее заземление A, но и приемное N, а потом они меняются местами, то, во-первых, увеличивается расстояние между приемными заземлениями M и N, во-вторых, полученные значения $\rho_к$ осредняются, что приводит к уменьшению краевых эффектов.

Результаты математического моделирования

Математическое моделирование электрозондирований провели над шаром в однородном полупространстве. Используя приближенное выражение для потенциала точечного источника на дневной поверхности при наличии погруженного шара (Заборовский, 1943), получили выражения кажущегося сопротивления для рассматриваемых установок.

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

Слева и справа от шара в обоих случаях наблюдаются краевые эффекты сравнительно небольшой интенсивности (рис. 2, *а*, *в*). Верхняя кромка шара четко выделяется обеими установками. Отличительная особенность в поведении изолиний на разрезе $\rho_к/\rho_1$ состоит в том, что при зондировании с установкой AMN+MNA изолинии сопротивлений, начиная с 0,8 и меньше, концентрируются внутри шара, они замкнуты, и ниже шара сопротивление близко к значению сопротивления вмещающей среды (см. рис. 2, *в*). На разрезе ВЭЗ (см. рис. 2, *а*) изолинии не замкнутые и, как в случае с параллелепипедом, вытянуты вниз, создавая ложный аномальный эффект.

Для нового метода зондирований выполнили оценку чувствительности установки AMN+MNA к локальным неоднородностям на примере проводящего шара $\rho_2/\rho_1 = 0{,}1$. Шар помещали на разную глубину и над центром шара по кривой зондирования определяли разнос, при котором наблюдается максимальный аномальный эффект (рис. 2, *б*). График величины полуразноса l = AM в точках экстремумов $\rho_к/\rho_1$ от глубины до центра шара, приведенные к радиусу шара, начиная с H/b = 1,5, имеет приближенно линейную зависимость: $l/b = H/b - 0{,}25$. Для найденных полуразносов построили зависимость экстремальных значений $\rho_к/\rho_1$ от соотношения глубины до центра шара к его радиусу (рис. 2, *г*, сплошная линия).

Чтобы сравнить чувствительность с методом ВЭЗ, по этим же разносам получили зависимость значений $\rho_к/\rho_1$ от глубины залегания центра шара для установки AMNB (см. рис. 2, *г*, пунктирная линия). Установка AMN+MNA наиболее чувствительна к локальному объекту. Так, при H/b = 1,2 для ВЭЗ $\rho_к/\rho_1 = 0{,}34$, а для нового метода $\rho_к/\rho_1 = 0{,}186$. Чем больше параметр H/b, тем чувствительность установок становится близкой друг к другу.

Заключение

Результаты физического и математического моделирования электрозондирований с симметричной установкой AMNB и трехэлектродной установкой AMN+MNA над локальными объектами показали сле-

дующее. Краевые эффекты появляются в районе локального объекта при зондировании с обеими установками, но в методе ВЭЗ они более интенсивные и вытянуты в глубь разреза. Верхняя кромка неоднородности фиксируется в обоих случаях и тем точнее, чем больше вертикальный размер объекта. С установкой AMNB нижняя граница неоднородности с вмещающей средой на разрезах кажущихся сопротивлений не выделяется, аномальная область вытянута на глубину, создавая ложное представление о размерах искомого объекта. В новом способе зондирований с установкой AMN+MNA нижняя кромка геоэлектрической неоднородности ограничивается по физическому моделированию довольно четко для объекта с вертикальной мощностью, превышающей глубину залегания до его верхней кромки. Расчеты показали, что чувствительность нового способа к неоднородностям выше, чем в методе ВЭЗ, ес-

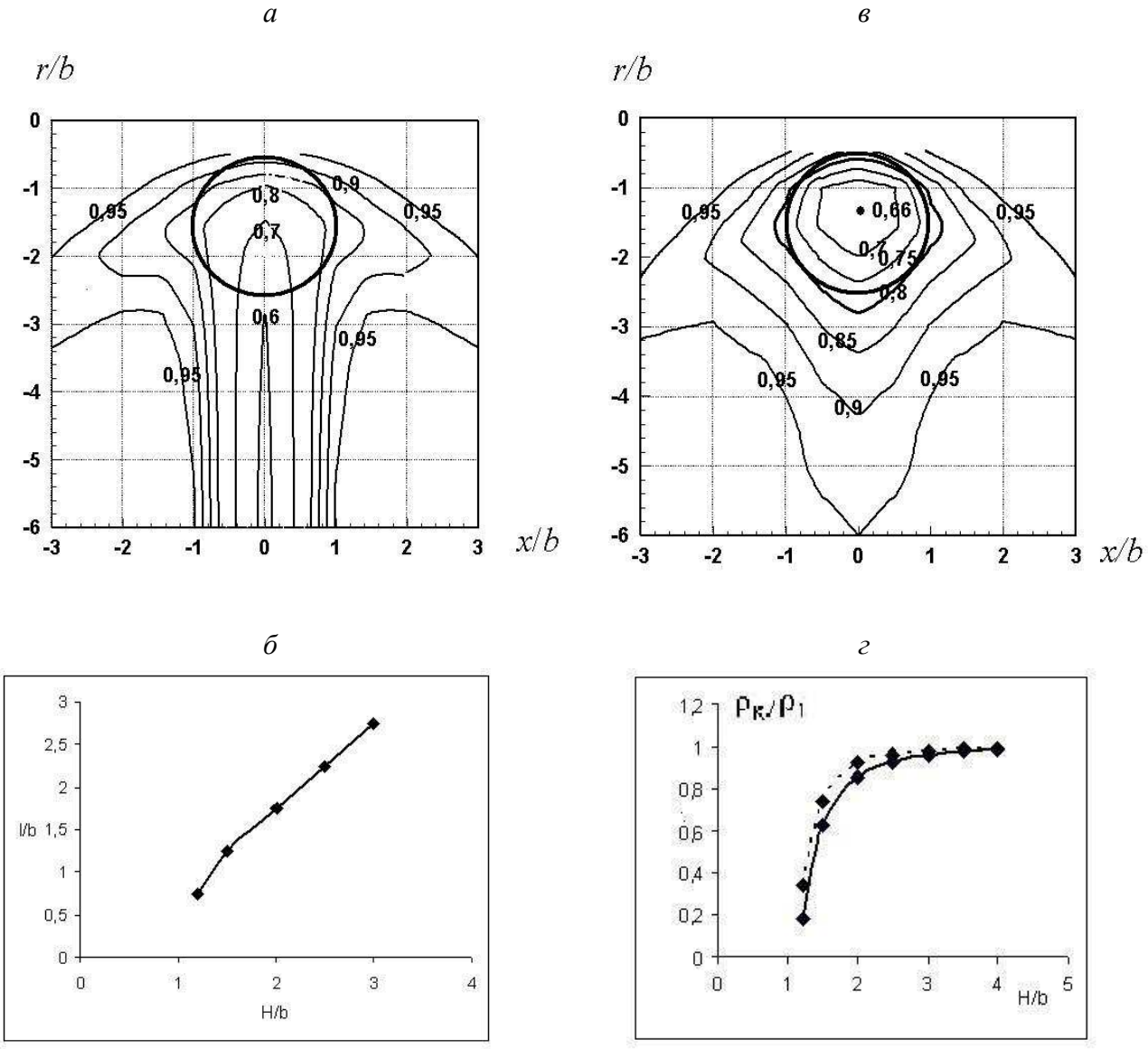


Рис. 2. Разрезы кажущихся сопротивлений $\rho_к/\rho_1$ над проводящим шаром с установками: AMNB – *а*; AMN+MNA – *в*.
График зависимости величины полуразноса *l* = AM в точках экстремумов $\rho_к/\rho_1$ от глубины до центра шара, приведенные к радиусу шара для установки AMN+MNA (*б*).
Зависимость экстремальных значений $\rho_к/\rho_1$ от соотношения глубины до центра шара к его радиусу с установками (*г*): AMN+MNA – сплошная линия; AMNB – пунктирная линия

ли глубина залегания центра объекта не превышает в три-четыре раза половину его вертикальной мощности.

Литература

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

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

Федорова О.И. Способ комбинированных электрических зондирований с трехэлектродной установкой // Уральский геофизический вестник. 2015. № 1. С. 58–62.

Хмелевской В.К., Шевнин В.А. Электроразведка методом сопротивлений. М.: МГУ, 1994. 160 с.

Шестаков А.Ф., Федорова О.И. Способ геоэлектроразведки. Патент РФ № 2581768, 2014.

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

Modin I.N., Shevnin V.A., Pervago E.V., Bobatchev A.A., Marchenko M.N., Lubchikova A.V. Distortions of VES data, caused by subsurface inhomogeneities // Report, presented at EAEG 56 th Annual Meeting, Austria, Vienna, Iune 6–10, 1994. P. 129.

УДК 550.832.75

ИНДУКЦИОННЫЙ КАРОТАЖ В ОБСАЖЕННЫХ СКВАЖИНАХ

Ратушняк А.Н., ***Байдиков С.В.*** – Институт геофизики, г. Екатеринбург
Теплухин В.К. – ООО «ПетроТул», г. Октябрьский, Башкортостан

Аннотация. Описан способ индукционного каротажа обсаженных геологоразведочных скважин для определения удельного сопротивления горных пород с помощью индукционных частотных зондирований с несимметричной квадрупольной установкой, состоящей из двух магнитных диполей с различными моментами встречного направления. Показана информативность квадратур осевой составляющей магнитной индукции при определении удельного сопротивления среды. Определена дальность исследований заколонного пространства в зависимости от размера квадрупольной установки. Приведены материалы физического моделирования по оценке затухания электромагнитного поля на различных частотах.

Гармоническое электромагнитное поле, проводящая обсадная колонна, индукционные частотные зондирования, квадрупольный индукционный источник.

INDUCTION LOGGING IN CASED WELLS

Ratushniak A.N., Baydikov S.V. – Institute of Geophysics UB if RAS, Yekaterinburg
Teplukhin V.K. – "PetroTool" LLC, Oktyabrsky, Bashkortostan

Abstract. There is a method of induction logging cased wells exploration to determine the resistivity of rocks with the help of induction frequency soundings with asymmetric quadrupole unit, consisting of two magnetic dipoles with different moment's of counter direction. It is shown the information content of the quadrature component of the axial magnetic flux density in determining medium resistivity It is determined a distance annulus studies according to the size of the quadrupole system. There are materials of physical modeling to evaluate the electromagnetic field attenuation at different frequencies.

Harmonic electromagnetic field, conducting casing, induction frequency sensing, quadrupole induction source.

Введение

Задачей исследований электромагнитными методами каротажа через обсадную колонну скважины является определение удельного электрического сопротивления продуктивных на углеводороды пластов с учетом неоднородностей в радиальном направлении (зоны цементации и зоны проникновения фильтрата бурового раствора).

Решение этих задач позволяет выполнить оценку нефтенасыщенности пластов-коллекторов, текущее состояние выработки продуктивных пластов и уточнить положение невырабатываемых участков залежи.

Для определения удельного электрического сопротивления горных пород за металлической обсадной колонной скважины используется метод токового электрического каротажа, предложенный Л.М. Альпиным (Альпин, 1939). Метод реализуется с помощью зонда каротажа сопротивлений, состоящего из токовых и измерительных электродов, с измерением разности напряжения, возникающего при протекании тока по обсадной колонне и по породам вблизи скважины, и опробуется в нефтепромысловых скважинах (Аксельрод, 2000; Кашик и др., 2004; Феофилов и др., 2008).

В патенте (Vail, William, 1988) предложен способ индукционного каротажа, в котором сопротивление вмещающих пород за обсадной колонной скважины определяют по результату вычитания двух измерений осевой составляющей магнитной индукции, создаваемых гармоническим током различной частоты в последовательно включаемых двух соосных генераторных индуктивных катушках, расположенных выше и ниже измерительной катушки на нескольких частотах диапазона от 0,001 до 20 Гц.

Способ не нашел практического применения, поскольку каждое из двух изме-

рений магнитного поля содержит три слагаемых, убывающих по порядку величины: первое – первичное магнитное поле, создаваемое током генераторной катушки в однородной среде, второе – поле от проводящей обсадной колонны и третье слагаемое – поле от проводящих вмещающих пород. Вклад последнего слагаемого гораздо меньше слагаемого от проводящей обсадной колонны из-за высокой контрастности их удельного сопротивления и существенно меньше первого слагаемого – первичного поля, создаваемого током генераторной катушки. Каждое из двух измерений содержит очень малую величину полезной (аномальной) части и величина их разности, соответственно, так же будет составлять малую величину, определять по которой величину удельного сопротивления пород затруднительно.

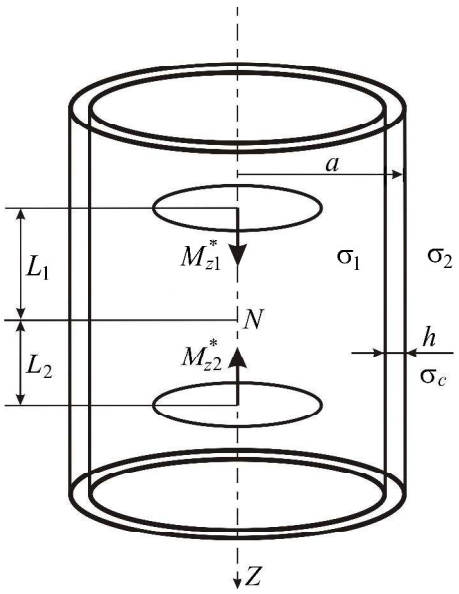


Рис. 1. Несимметричная квадрупольная установка соосных магнитных диполей с моментами M^*_{z1} и M^*_{z2} и обсадная колонна в виде проводящего *S*-слоя на границе скважина–среда

Гармоническое магнитное поле магнитного диполя на оси обсаженной скважины

В настоящей работе изучена возможность применения индукционных частотных зондирований при каротаже скважин для определения удельного электрического сопротивления пород за обсадной колонной.

Физико-геометрическая модель среды (рис. 1), неоднородная по удельной электрической проводимости, включает: скважину радиуса a; скважинный снаряд с удельной электропроводностью σ_1; вмещающие породы с удельной электропроводностью σ_2; обсадную колонну с удельной электропроводностью σ_C в виде цилиндрического слоя толщиной h. Цилиндрическую обсадную колонну, обладающую низким удельным электрическим сопротивлением, аппроксимируем *S*-слоем с продольной проводимостью $S = \sigma_C \cdot h = \text{const}$ при $\sigma_C \to \infty$, $h \to 0$ в виде тонкого цилиндра, находящегося на границе сред с удельными электропроводностями σ_1 и σ_2.

Для определения величины удельного электрического сопротивления среды через обсадную колонну скважины предлагается использовать компенсационный способ измерений, а именно: индукционные частотные зондирования с несимметричной квадрупольной установкой, состоящей из двух магнитных диполей с различными моментами встречного направления вдоль оси Z скважины $M^*_{z1} \neq -M^*_{z2}$ (Теплухин и др., 2015).

В точке измерений N, расположенной на этой же оси на различном расстоянии $L_1 \neq L_2$ между диполями, измеряется осевая составляющая магнитной индукции $\mathrm{Im}\, B_z$, создаваемая при одновременно включенных токах в источниках (см. рис. 1).

Перед проведением измерений в скважине проводят компенсацию вклада проводящей обсадной колонны в измеряемое магнитное поле. Компенсация заключается в подборе таких моментов M^*_{z1} и M^*_{z2} и расстояний L_1, L_2, чтобы измеряемая в точке N величина $\mathrm{Im}\, B_z$, при помещении установки внутрь обсадной колонны в воздухе, была скомпенсирована (равна нулю). Помещая установку в исследуемую обсаженную скважину и проводя измерения в исследуемом интервале глубин за счет индукции и возникновения вихревых токов во вмещающей проводящей среде, измеряемая величина $\mathrm{Im}\, B_z$ будет отличаться от нуля.

В работе (Ратушняк и др., 2016) приведено решение задачи о гармоническом электромагнитном поле осевого магнитного диполя в цилиндрически-симметричной неоднородной среде с проводящим *S*-слоем на границе сред с удельными электропроводностями σ_1 (пространство скважины) и σ_2 (среда). Электромагнитное поле определено с помощью вспомогательного вектор-потенциала магнитного типа, который в каждой из сред имеет вертикальную и радиальную составляющие. Осевая составляющая напряженности магнитного поля в пространстве скважины на оси *Z* при $r = 0$ на расстоянии $z = L$ (разнос) от каждого диполя описывается тремя слагаемыми

$$H_{z1} = H_{zp} + H_{zc} + H_{zw}. \quad (1)$$

В случае для модели рис. 1, когда в пространстве скважины находится скважинный прибор, являющийся диэлектриком ($\sigma_1 = 0$), слагаемые в (1) описывают соответственно:

$H_{zp} = \dfrac{M_z^*}{2\pi L^3}$ – первичное поле магнитного диполя в непроводящей среде; (2)

$H_{zc} = -\dfrac{M_z^*}{2\pi^2}\int_0^\infty \lambda^2 \dfrac{K_1(\lambda a)}{I_1(\lambda a)}\cos\lambda L d\lambda$ – поле стоячей волны в скважине; (3)

$H_{zw} = \dfrac{M_z^*}{2\pi^2}\int_0^\infty \dfrac{\lambda^2 K_1(ma)}{I_1(\lambda a)G}\cos\lambda L d\lambda$ – поле бегущей волны, (4)

где $m^2 = \lambda^2 + j\omega\mu_0\sigma_2$; $G = \lambda a I_0(\lambda a)K_1(ma) + ma K_0(ma)I_1(\lambda a) + j\omega\mu_0 S a I_1(\lambda a)K_1(ma)$; I_0, I_1, K_0, K_1 – модифицированные функции Бесселя и Макдональда порядков 0 и 1.

Измерения мнимой части осевой составляющей магнитного поля Im B_z обусловлены тем, что информацию об электропроводности среды в составляющей магнитного поля B_z несет только квадратура Im B_z.

Анализ результатов расчетов электромагнитного поля

Слагаемые H_{zp} и H_{zc} не зависят от частоты и проводимости пород σ_2 и являются вещественными величинами. Информацию об электропроводности вмещающих пород дает мнимая квадратура осевой составляющей магнитного поля, описываемая слагаемым H_{zw}. Вклад от влияния электропроводности пород в формуле (4) от поля бегущей волны в вещественную составляющую магнитного поля Re H_z очень мал, которая определяется, в основном, первичным полем магнитного диполя (2) и полем стоячей волны в скважине (3).

В непроводящей среде ($\sigma_1 = \sigma_2 = 0$ «воздух») величина магнитного поля на фиксированном разносе *L* зависит от частоты тока источника *f*, продольной прово-

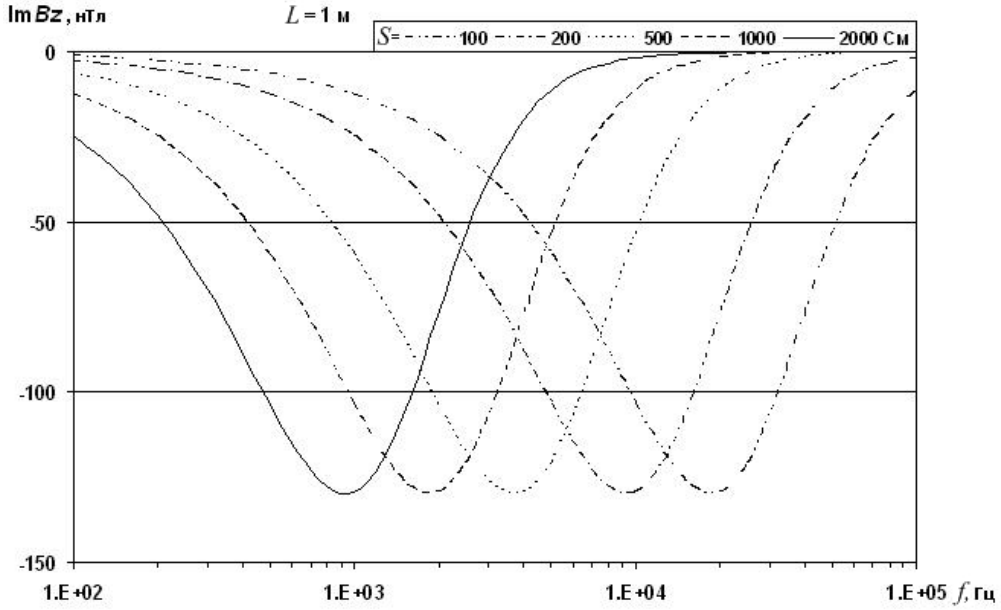


Рис. 2. Частотные кривые Im B_z [нТл] в обсадной колонне радиусом $a = 0{,}075$ м в непроводящей среде при $M_{z1}^* = 1$ А·м^2 на разносе $L = 1$ м. Шифр кривых – *S* [См]

димости обсадной колонны S и ее радиуса a. Расчеты частотной зависимости магнитного поля в скважине радиусом $a = 0{,}075$ м при $M^*_{z1} = 1$ А·м^2 на разносе $L = 1$ м при различных величинах продольной проводимости S приведены на рис. 2. Экстремальное значение величины магнитного поля для всех величин S определяется только радиусом обсадной колонны, а частота, соответствующая экстремумам, изменяется обратно пропорционально величине продольной проводимости S. Чем больше величина продольной проводимости S, тем на более низкой частоте величина магнитного поля Im B_z достигает экстремума.

При $\sigma_C = 2\cdot10^5$ См/м и толщине $h = 0{,}01$ м примем фиксированную величину продольной проводимости обсадной колонны $S = 2\cdot10^3$ См. Высокая удельная электропроводность обсадной колонны существенно ограничивает частотный диапазон измерений магнитного поля для определения удельного сопротивления вмещающих пород из-за явления скин-эффекта. В работе (Ратушняк и др., 2016) показано, что экстремальные величины Im B_z от соосного магнитного диполя в проводящей среде (без обсадной колонны) для зондов с разносами порядка $L = 1$ м наблюдаются в диапазоне около 1 МГц. Исходя из толщины скин-слоя $h = \dfrac{1}{\mathrm{Re}(k)} = \sqrt{\dfrac{2}{\omega\mu_o\sigma}}$, где k – волновое число среды [м$^{-1}$], частота, на которой поле убывает в e раз, равна $f = 12{,}7$ кГц, на более высоких частотах электромагнитное поле будет экранироваться проводящей колонной.

На рис. 3 приведены графики частотных зависимостей Im B_z на различных разносах L при тех же параметрах источника и колонны.

Величина Im B_z изменяется с изменением длины зонда пропорционально L^{-3}. На разносе $L = 1$ м величина Im $B_z = -129{,}46$ нТл при частоте тока $f = 1$ кГц. Назовем эту частоту основной для данной величины $S = 2\cdot10^3$ См. При увеличении разноса до $L = 1{,}5$ м на этой частоте величина поля уменьшается до Im $B_z = -38{,}41$ нТл.

Для компенсации влияния S-слоя на измеряемую величину Im B_z соотношение моментов диполей встречного направления должно быть равно $M^*_{z1}/M^*_{z2} = L_1^3/L_2^3 = 3{,}375$. При равных величинах радиусов катушек

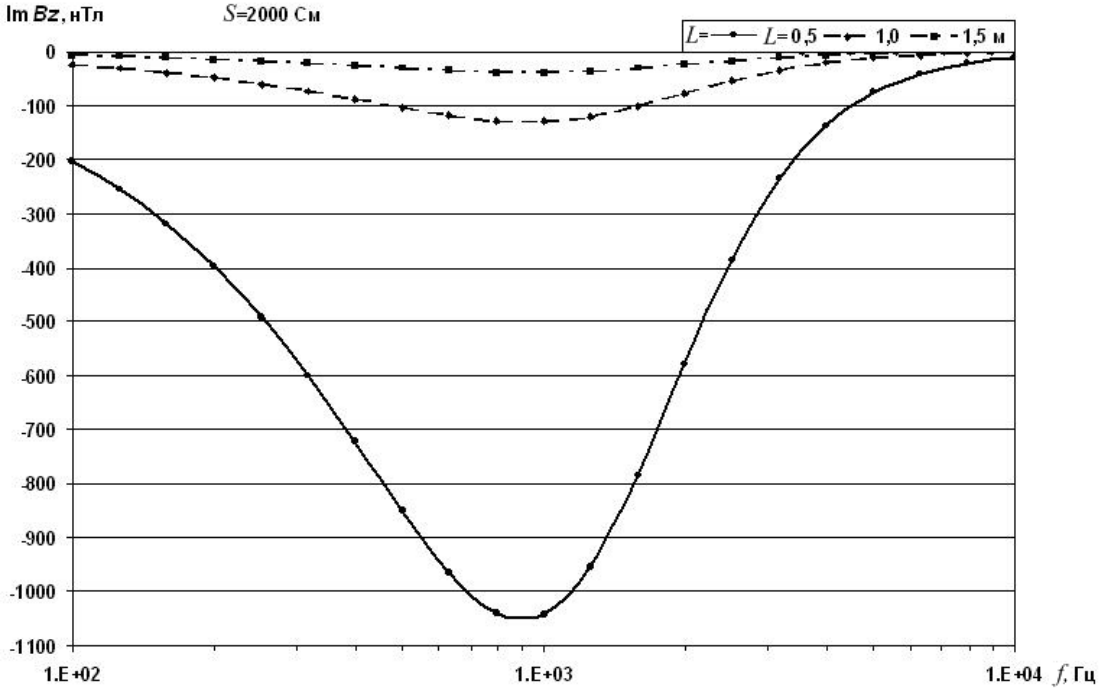


Рис. 3. Частотные кривые Im B_z [нТл] в обсадной колонне радиусом $a = 0{,}075$ м в непроводящей среде при $M^*_{z1} = 1$ А·м^2, $S = 2\cdot10^3$ См, на различных разносах L (шифр кривых)

требуемое соотношение моментов пропорционально отношению произведения тока на число витков в катушке $M^*_{z1}/M^*_{z2} = J_1 v_1/J_2 v_2$. При заданной конструкции с фиксированным целым числом витков в контурах и расстоянием между ними, точная компенсация на частотах, близких к экстремуму Im B_z, достигается прецизионной регулировкой силы тока в одном из магнитных диполей.

На рис. 4 приведены кривые спектральных характеристик Im B_z на оси скважины при a = 0,075 м; $S = 2 \cdot 10^3$ См от двух диполей со встречными моментами, в зависимости от различного удельного электрического сопротивления вмещающей среды. Для компенсации величины Im B_z в точке измерений от тока в первом диполе на разносе L_1 = 1,0 м величина встречного момента второго диполя, находящегося на разносе L_2 = 1,5 м, должна быть близка к значению $M^*_{z2} = -3{,}4$ А·м^2.

Различия амплитуд частотных кривых Im B_z обусловлено различным удельным электрическим сопротивлением вмещающей среды в заколонном пространстве. Частоты, соответствующие экстремальным величинам Im B_z, определяются только характеристиками обсадной колонны: радиусом a и продольной проводимостью S (толщиной h и удельной электропроводностью колонны).

Величину ρ среды удобно определять по размаху амплитуды поля

$\Delta \mathrm{Im}\, B_z(\rho) = \mathrm{Im}\, B_z(\max) - \mathrm{Im}\, B_z(\min)$,

графики которой приведены на рис. 5 при a = 0,075 м; $S = 2 \cdot 10^3$ См от двух диполей со встречными моментами с различными сочетаниями разносов L_1 = 1,0 м; L_2 = 0,5 м и L_1 = 1,0 м; L_2 = 1,5 м.

Величина размаха амплитуды поля ΔIm B_z и разрешение по удельному электрическому сопротивлению ρ вмещающей среды в заколонном пространстве увеличивается по мере уменьшения размера несимметричной установки. Однако при этом требуется более точная компенсация магнитного поля квадрупольной установки в точке измерений.

Использование компенсационного способа измерений с несимметричной питающей индукционной установкой позволяет определять удельное электрическое сопротивление вмещающей среды за обсадной колонной скважины по экстремальным значениям величин мнимой части осевой со-

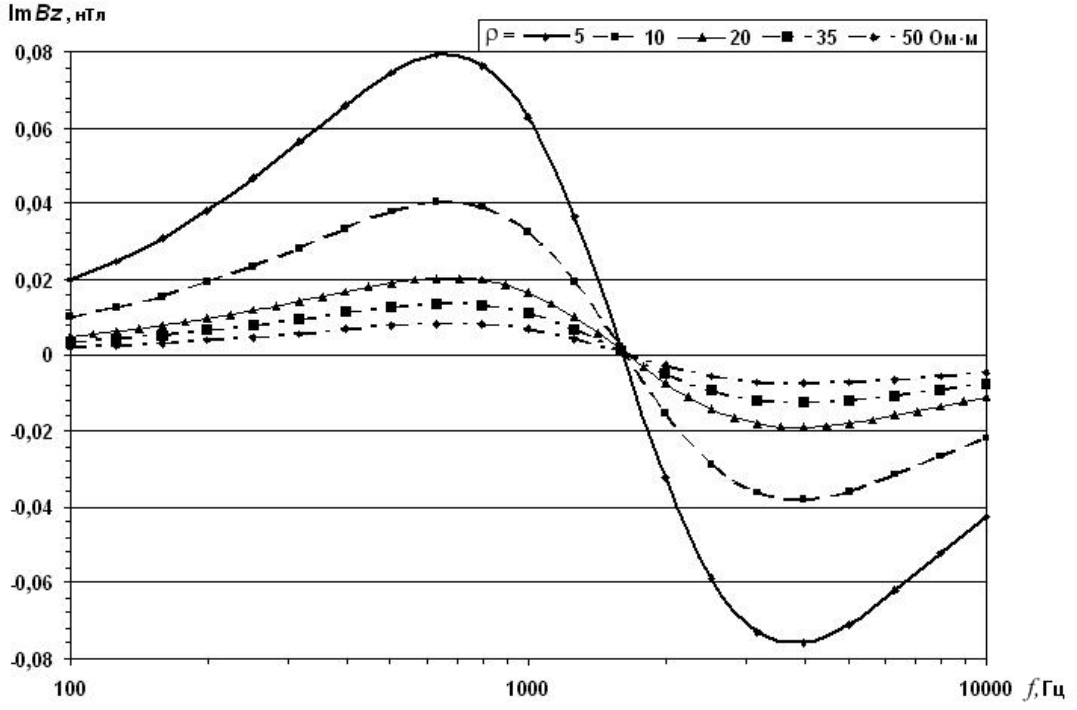


Рис. 4. Частотные кривые Im B_z [нТл] с несимметричной квадрупольной установкой в обсадной колонне с продольной проводимостью $S = 2 \cdot 10^3$ См. Шифр кривых – ρ [Ом·м]

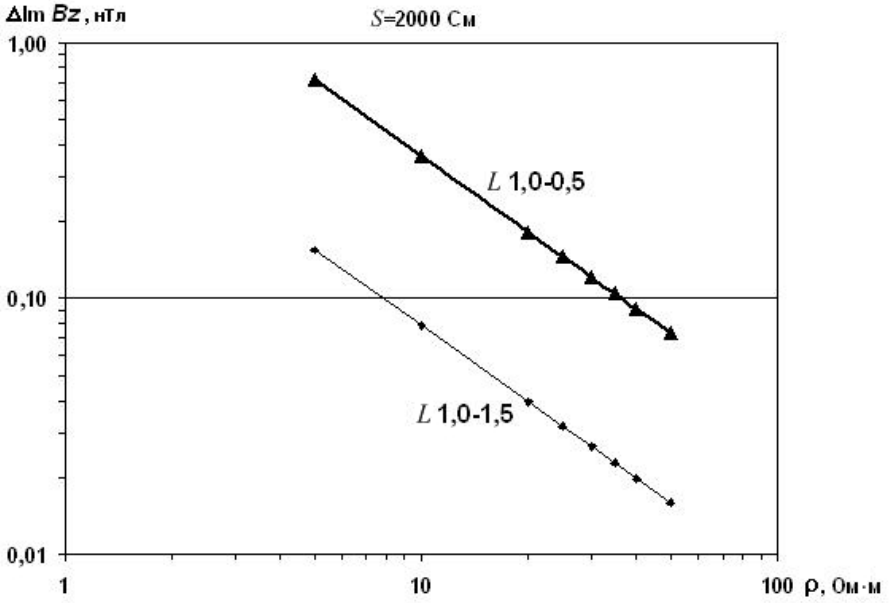


Рис. 5. Графики размаха амплитуды поля A в зависимости от ρ среды при a = 0,075 м; $S = 2 \cdot 10^3$ См для несимметричной индукционной установки с различными разносами L_1 = 1,0 м; L_2 = 0,5 м и L_1 = 1,0 м; L_2 = 1,5 м

ставляющей магнитной индукции Im B_z, измеряемой на ограниченном спектре частот.

Степень экранирования (ослабления) электромагнитного поля S-слоем можно оценить по величине азимутальной составляющей электрического поля E_φ, наводимой переменным магнитным полем за цилиндрическим S-слоем, рассчитанной по формуле (Ратушняк и др., 2016)

$$E_\varphi = -j\omega\mu_o \frac{M_z^*}{2\pi^2} \int_0^\infty \lambda \frac{K_1(mr)}{G} \cos\lambda L \, d\lambda \,. \qquad (5)$$

Результаты расчетов Im E_φ, наводимой за проводящей обсадной колонной, выполненные для параметров квадрупольной индукционной установки L_1 = 1,0 м и L_2 = 1,5 м при удельном электрическом сопротивлении среды ρ = 10 Ом·м на линии измерительной катушки z = 0, приведены на рис. 6 для частот от 2 до 5 кГц (шифр кривых).

Величины полумаксимумов напряженности электрического поля наблюдаются на расстояниях R от 0,75 до 3,5 м от оси

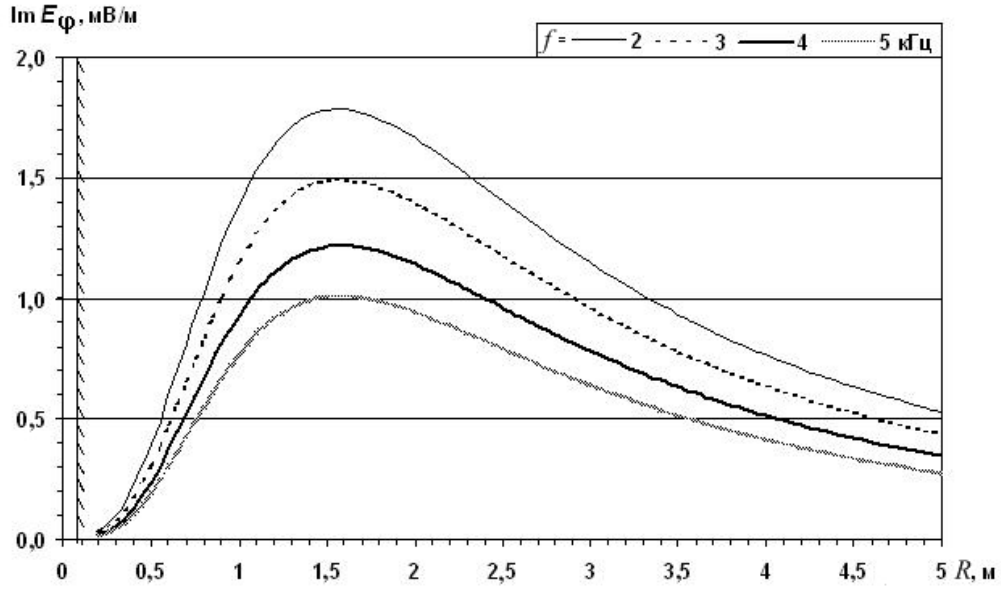


Рис. 6. Напряженность Im E_φ – составляющей электрического поля [мВ/м] от несимметричной квадрупольной установки за обсадной колонной скважины по линии z = 0

скважины, а максимум – на расстоянии, близком к разносу удаленного магнитного диполя L_2 = 1,5 м. При этом электрическое поле за обсадной колонной практически не зависит от абсолютной величины удельного электрического сопротивления вмещающей среды.

Влияние магнитных свойств обсадной колонны

Обсадные колонны, как правило, обладают не только высокими значениями удельной электропроводности, но и магнитной проницаемости. Проведем с помощью математического моделирования оценку влияния магнитной проницаемости колонны на величину магнитного поля в среде за колонной.

В неоднородной по магнитной проницаемости модели среды (см. рис. 1), будем считать пространство скважины радиуса a со скважинным снарядом и вмещающие породы немагнитными $\mu = 1$, а обсадную колонну в виде цилиндрического слоя толщиной h имеющую магнитную проницаемость $\mu >> 1$.

Используем стационарный режим источника, поскольку перемагничивание объекта переменным магнитным полем будет происходить синфазно с полем, создаваемым источником. Воспользуемся уравнением намагничения 3D объекта постоянным магнитным полем стороннего источника в однородной немагнитной среде (Кормильцев, Ратушняк, 1999)

$$\mathbf{H}(\mathbf{r}) = \mathbf{H}^0(\mathbf{r}) - \frac{1}{4\pi}\mathrm{grad}_A \times$$

$$\times \int_V [\mu(\mathbf{r}') - 1]\mathbf{H}(\mathbf{r}')\mathrm{grad}_M\left(\frac{1}{R}\right)\mathrm{d}V, \qquad (6)$$

где $\mu(\mathbf{r}')$ – магнитная проницаемость элементов объема $\mathbf{r}' \in V$; $\mathbf{H}^0(\mathbf{r})$ – напряженность магнитного поля источника в однородной среде; $R = |\mathbf{r} - \mathbf{r}'|$; индексы A и M обозначают дифференцирование по точкам объема $\mathbf{r}'$ или по точкам наблюдений $\mathbf{r}$.

При наличии осевой симметрии магнитное поле в цилиндрических координатах имеет две составляющие $\mathbf{H} = \mathbf{e}_\rho H_\rho + \mathbf{e}_z H_z$, поскольку отсутствуют компоненты поля H_φ^0 и H_φ, уравнение (6) можно представить как (Кормильцев, Ратушняк, 2007)

$$\begin{cases} H_\rho = H_\rho^0 - \dfrac{1}{4\pi}\displaystyle\int_V [\mu(\mathbf{r}') - 1]\left(H_\rho G_{\rho\rho_0} + H_Z G_{\rho z_0}\right)dV \\ H_z = H_z^0 - \dfrac{1}{4\pi}\displaystyle\int_V [\mu(\mathbf{r}') - 1]\left(H_\rho G_{z\rho_0} + H_Z G_{zz_0}\right)dV, \end{cases} \qquad (7)$$

где H_ρ, H_z – составляющие магнитного поля источника в неоднородной среде;

H_ρ^0, H_z^0 – составляющие магнитного поля источника в однородной немагнитной среде;

$G_{\rho\rho_0}, G_{\rho z_0}, G_{z\rho_0}, G_{zz_0}$ – компоненты тензора Грина.

Для расчета составляющих магнитного поля во внешних точках вне объема $\mathbf{r} \notin V$, необходимо предварительно определить величины $\mathbf{H}$ во всех точках внутри объема $\mathbf{r} \in V$, т. е. решить систему объемных интегральных уравнений (7), которая сводится к системе линейных алгебраических уравнений вида $[\mathbf{A}] \cdot [\mathbf{H}] = [\mathbf{H^0}]$

$$\begin{Bmatrix} A_{\rho\rho} & A_{\rho z} \\ A_{z\rho} & A_{zz} \end{Bmatrix} \cdot \begin{Bmatrix} H_\rho \\ H_z \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} H_\rho^0 \\ H_z^0 \end{Bmatrix}, \qquad (8)$$

где $\mathbf{A}$ – матрица размером $2N \cdot 2N$, $\mathbf{H}$ и $\mathbf{H^0}$ – векторы неизвестных и свободных членов размером $2N$. В цилиндрических координатах каждый элемент объема dV имеет форму кольца прямоугольного сечения. Вид элементов матрицы $\mathbf{A}$ приведен в работе (Кормильцев, Ратушняк, 2007).

Для проведения математического моделирования создано программное обеспечение в виде пакета программ WMD-2M-C, реализующее расчеты составляющих магнитного поля, создаваемого током в двух магнитных диполях со встречными моментами, в пространстве за магнитной обсадной колонной. Для численного решения СЛАУ (8), ввиду большой контрастности магнитных восприимчивостей, использовался метод исключения Гаусса. Вычисления компонентов матрицы Грина в случае осевой симметрии довольно громоздки, по сравнению с трехмерной моделью, однако это окупается сокращением размерности СЛАУ и, в конечном счете, сокращением общего времени вычислений.

Входные данные для численного моделирования: радиус обсадной колонны

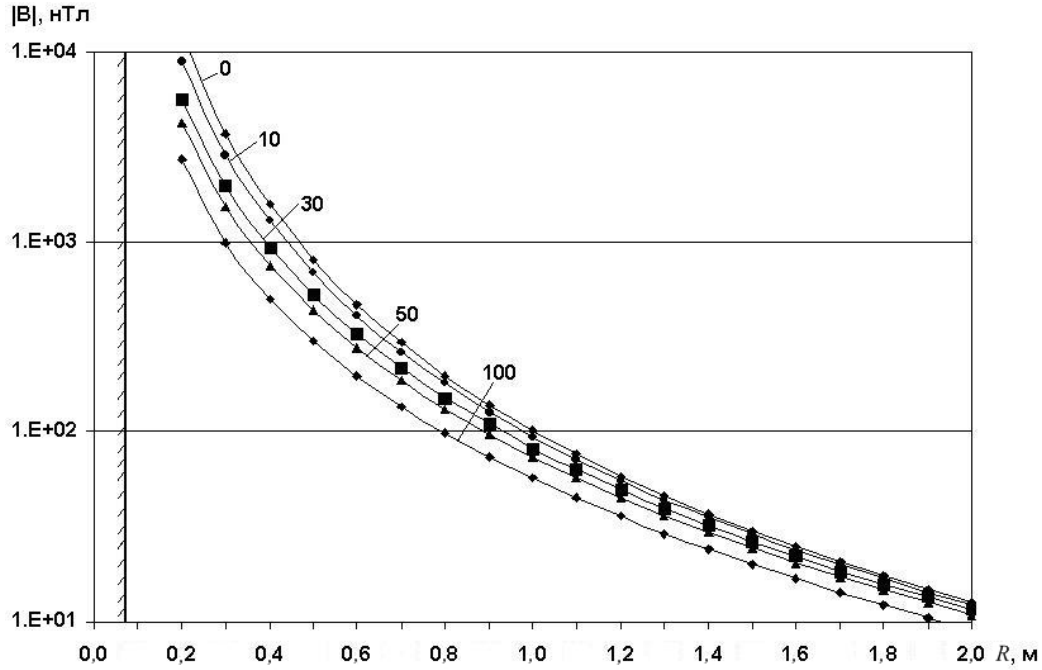


Рис. 7. Графики модуля магнитной индукции |**B**| в экваториальной плоскости магнитного диполя за обсадной колонной с различной магнитной восприимчивостью æ (шифр кривых)

a = 0,075 м; толщина колонны $h = 10^{-2}$ м; магнитные восприимчивости колоны æ от 10 до 100 ед. СИ.

На рис. 7 представлены графики модуля магнитной индукции |**B**| (нТл), создаваемого одним магнитным диполем с моментом M_z^* =1 А·м^2, в экваториальной плоскости диполя по линии z = 0 за магнитной и немагнитной обсадной колонной æ от 0 до 100 ед. СИ.

В экваториальной плоскости диполя (по линии z = 0) на расстоянии r = 0,2 м максимальное отклонение модуля магнитной индукции |**B**| с магнитной восприимчивостью колонны æ = 100 ед. СИ от нормального поля |$\mathbf{B}^0$| составляет величину

$$\delta = \left|\mathbf{B}^0 - \mathbf{B}\right| / \left|\mathbf{B}^0\right| = 30\,\% \cdot$$

На рис. 8 приведен графики модуля магнитной индукции |**B**| от квадрупольной установки с магнитными моментами M_{z1}^* = = 1 А·м^2, M_{z2}^* = –3,375 А·м^2, на разносах L_1 = –1,0 м и L_2 = 1,5 м в пространстве за

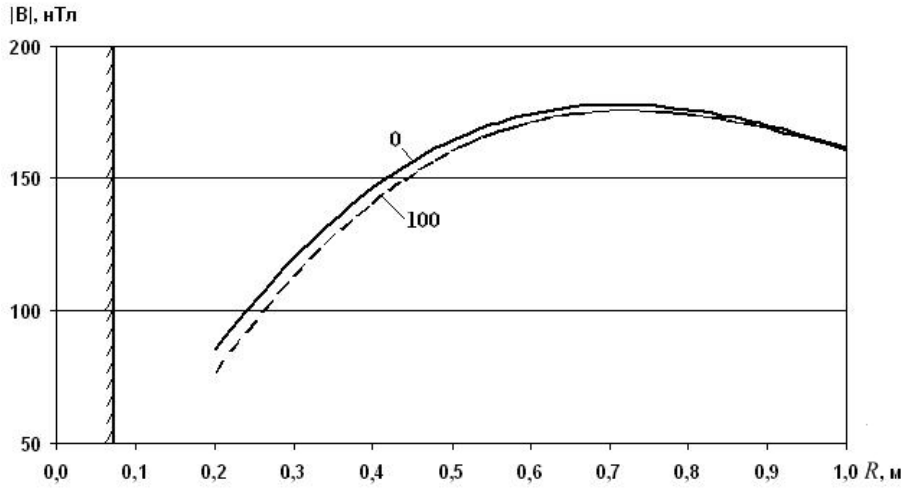


Рис. 8. Графики модуля магнитной индукции |**B**| квадрупольной установки по линии z = 0 м за обсадной колонной с магнитной восприимчивостью æ = 0 ед. СИ и æ = 100 ед. СИ

обсадной колонной с теми же параметрами.

Вид изолиний модуля магнитной индукции от квадрупольной установки в немагнитной среде и при наличии магнитной колонны существенно отличается от вида, представленного на рис. 7, поскольку в пространстве происходит частичная компенсация магнитных полей диполей со встречными моментами.

В экваториальной плоскости (на линии $z = 0$ м) на расстоянии $r = 0{,}2$ м максимальное отклонение модуля магнитной индукции B с магнитной восприимчивостью колонны æ = 100 ед. СИ от нормального поля B_0 составляет величину

$$\delta = \left|\mathbf{B}^0 - \mathbf{B}\right| / \left|\mathbf{B}^0\right| = 11\% \ .$$

Если в немагнитной среде (см. рис. 8) напротив точки измерений ($z = 0$ м) магнитное поле ослаблено за счет суперпозиции магнитных полей встречных диполей, то при наличии магнитной колонны с магнитной восприимчивостью æ = 100 ед. СИ ее намагничивание приводит к уменьшению поля в области за колонной (экранирование магнитного поля).

Приведенные расчеты показывают, что магнитная колонна, намагничивающаяся магнитным полем тока в квадрупольной установке, оказывает уменьшающее (экранирующее) влияние на величину поля в зоне, непосредственно прилегающей к стенке колонны, ограниченной расстоянием $R \approx (3 \div 4) \cdot D_C$.

Вместе с тем, применение в установке гармонического режима тока приводит к изменению магнитного поля в фазе с током источника. В данном случае сдвига фаз магнитного поля в среде относительно фазы тока в излучателе не происходит, в отличие от эффекта индукции в проводниках. Существенного влияния магнитных свойств обсадной колонны на величину измеряемой мнимой квадратуры Im Bz от тока в квадрупольной индукционной установке ожидать не следует.

Результаты физического моделирования

На рис. 9 представлены результаты физического моделирования с использованием гармонического тока в одной генераторной катушке диаметром $d = 90$ мм и числом витков $N = 90$, расположенной внутри металлической титановой трубы с удельным электрическим сопротивлением $\rho = 6{,}7 \cdot 10^{-7}$ Ом·м с наружным диаметром $d = 147$ мм и толщиной стенки трубы $h = 37$ мм.

Величины измеренных ЭДС приведены к длинам каждого из замкнутых проводящих измерительных контуров $E_\varphi = \varepsilon/(2\pi R)$ радиусами $R = 0{,}075$; 0,15; 0,21; 0,28 и 0,35 м, расположенными в одной экваториальной

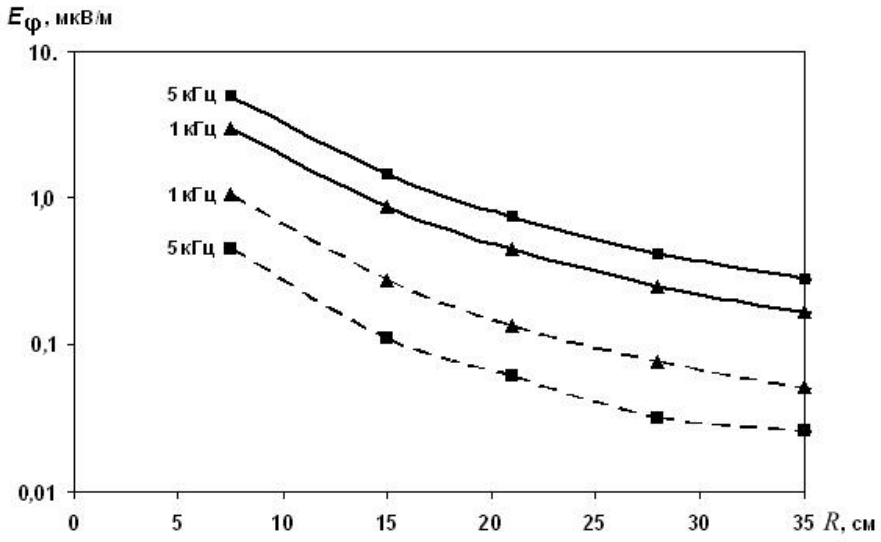


Рис. 9. Графики модуля E_φ – составляющей электрического поля [мкВ/м] по результатам физического моделирования в контурах различного радиуса на частотах $f = 1$ и 5 кГц с экранирующей трубой (штриховые линии) и без трубы (сплошные линии)

плоскости с генераторной катушкой.

Величина напряженности E_φ составляющей электрического поля [мкВ/м] с экранирующей трубой (штриховые линии) с высокой продольной проводимостью $S = h/\rho \approx 5{,}5 \cdot 10^4$ См, существенно меньше, чем без трубы (сплошные линии). На частоте $f = 5$ кГц величина E_φ ослабевает по сравнению со значением без трубы в 10 раз, но полностью не экранируется. С дальнейшим увеличением частоты до $f =$ = 10 кГц величина ослабления E_φ достигает 30 раз, что соответствует явлению скин-эффекта электромагнитного поля в проводнике.

Полное экранирование поля не было достигнуто, т. к. отрезок титановой трубы не был достаточно длинным и силовые линии магнитного поля частично замыкаются за пределами трубы.

Выводы

– Определение удельного сопротивления пород в заколонном пространстве обсаженных скважин возможно с помощью компенсационного способа измерений магнитного поля с применением квадрупольной индукционной установки с гармоническим режимом тока.

– Для определения удельного сопротивления пород в заколонном пространстве обсаженных скважин необходимо проведение фазочувствительных измерений осевой составляющей магнитного поля, создаваемой током в несимметричной квадрупольной индукционной установке, с использованием мнимой квадратуры Im B_z.

– Компенсационный способ измерений с несимметричной питающей индукционной установкой позволяет определять удельное электрическое сопротивление вмещающей среды за обсадной колонной скважины по экстремальным значениям величин мнимой части осевой составляющей магнитной индукции Im B_z, измеряемой на ряде частот.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН (Проект № 15-11-5-13).

Литература

Аксельрод С.М. Измерение сопротивления пород через обсадную колонну (по материалам зарубежной литературы) // НТВ Каротажник. 2000. Вып. 75. С. 125–140.

Альпин Л.М. Способ электрического каротажа обсаженных скважин. А. с. (СССР) № 56026, 1939.

Кашик А.С., Рыхлинский Н.И., Книжнерман Л.А., Кривоносов Р.И., Степанов А.С. К вопросу об электрическом каротаже скважин, обсаженных стальными колоннами, аппаратурой на кабеле // НТВ Каротажник. 2004. № 3–4. С.116–117.

Кормильцев В.В., Ратушняк А.Н. Моделирование геофизических полей при помощи объемных векторных интегральных уравнений. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 88 с.

Кормильцев В.В., Ратушняк А.Н. Теоретические и экспериментальные основы спонтанной поляризации горных пород в нефтегазовых скважинах. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 135 с.

Ратушняк А.Н., Байдиков С.В., Теплухин В.К. Индукционный каротаж скважин с учетом влияния проводящей промывочной жидкости // Уральский геофизический вестник. 2016. № 1(27). С. 40–47.

Теплухин В.К., Ратушняк А.Н., Наянзин А.Н. Способ индукционного каротажа из обсаженных скважин и устройство для его осуществления. Заявка на изобретение № 2015107806. 27.09.2016. Бюл. № 27.

Феофилов Д.Т., Булатов А.В., Шкварок И.Р. Электрический каротаж через обсадную колонну. Опыт внедрения // Нефтегаз INTERNATIONAL. 2008. Вып. 1.

Vail, III; William B. Methods and apparatus for induction logging in cased boreholes. Patent US 4748415. 1988.

УДК 550.834.3(571.1)

ОПЫТ ПОСТРОЕНИЯ ТРЕХМЕРНОЙ СЕЙСМОПЛОТНОСТНОЙ МОДЕЛИ ПО СКОРОСТНЫМ РАЗРЕЗАМ ГСЗ

Ладовский И.В., Мартышко П.С., Федорова Н.В., Колмогорова В.В. – Институт геофизики, Екатеринбург

Аннотация. Для исследования глубинного строения приарктической части Уральского региона проведена ревизия имеющихся сейсмических данных по региональным профилям ГСЗ и фрагментам опорных геотраверсов. Для десяти профилей, расположенных в пределах изучаемой трапеции с географическими координатами 60–68° с.ш., 48–72° в.д., выполнена переобработка сейсмического материала методом двумерной сейсмической томографии и построены градиентные скоростные разрезы земной коры в формате сеточных функций. Обосновывается преимущество использования сеточных скоростных разрезов для решения прямых и обратных задач гравитационного моделирования.

Сейсмические профили, специальные двумерные поля времен, сейсмическая томография, градиентные скоростные разрезы, трехмерная модель интерполированной скорости, принцип сейсмоплотностного моделирования.

XP CONSTRUCTING THREE-DIMENSIONAL DENCE-VELOCITY MODEL ON VELOCITY SECTION DSS

Ladovskiy I.V., Martyshko P.S., Fedorova N.V., Kolmogorova V.V. – Institute of Geophysics, UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. To construct speed – density model of the Arctic Urals region, a revision of existing seismic data on regional profiles DSS and supporting geotraverses. Within the area of the geographical coordinates of 60–68° N, 48–72° E for eleven profiles reinterpreted existing and newly drafted special fields the first arrival times of longitudinal waves. In the fields of times solved the inverse kinematic problem and built gradient velocity sections in the format of grid functions substantiated. Substantiates the advantage of using a grid velocity profiles for the solution of inverse problems of gravity modelling.

Seismic profile, two-dimensional field of times, seismic tomography, gradient velocity sections, three-dimensional model of the interpolated rate, seismic and gravity circuit simulation.

Введение

Геофизические и, прежде всего, сейсмические исследования показали, что геологическая среда на глубинных горизонтах имеет сложное слоисто-блоковое иерархическое строение и неоднородна как вдоль, так и вкрест простирания сейсмо-структурных этажей земной коры (Садовский и др., 1987). Подобная закономерность проявляется практически на всех сейсмических профилях и геотраверсах, суммарная протяженность которых на исследуемой площади Уральского региона и его платформенного обрамления превышает 7000 км.

Геолого-геофизические модели глубинного строения земной коры и верхней мантии (верхней части литосферы – ВЧЛ) являются итоговым результатом комплексной интерпретации всех имеющихся данных. При этом одним из основных индикаторов корректной реализации методики комплексирования геофизических полей служит плотность (Красовский, 1989). Именно в ней наиболее полно отражаются петрофизические особенности неоднородного строения и литологического состава горных пород. Прозрачна и идея совмещения методов сейсмического и гравитационного (более кратко – сейсмоплотностного) моделирования. Первые позволяют на разных базах построить модель глубинного строения литосферы до некоторого заданного уровня; вторые – увязать модельную плотность с аномалиями наблюденного гравитационного поля. Совместная интерпретация полей ведется в рамках эмпирических ограничений. Корреляционная зависимость между скоростью распростране-

ния продольных волн в неоднородной среде и плотностью пород различного вещественного состава предполагает ожидаемый результат решения задачи сейсмоплотностного моделирования: в аномальных полях различной природы и информативности выявить морфоподобные структуры и обеспечить соответствие расчетных скоростных и плотностных параметров на разноглубинных срезах. В практике гравитационного моделирования модели скоростных разрезов используются на начальном этапе количественной интерпретации (Страхов, Романюк, 1984; Павленкова и др., 1991; Куприенко и др., 2007; Пашкевич и др., 2014; Дружинин и др., 2014б). Различные схемы первичной обработки исходных данных используют разный формат представления цифрового материала. Конвертация разнородных числовых массивов к стандартному (матричному) формату двумерных и трехмерных сеточных функций способствует созданию новых эффективных алгоритмов математического сопровождения и рационализации вычислительных процессов (Мартышко и др., 2013а; 2013б).

Известно, что в гравитационном поле наиболее четко проявляются аномалии от неоднородностей верхней части геологического разреза до глубины 10–15 км. Это так называемый «гравиактивный» слой. Глубинные тела, как правило, не привносят заметных искажений в градиенты поля на дневной поверхности. Однако данные сейсмических зондирований убедительно свидетельствуют о неоднородном распределении скорости не только в земной коре, но и в подстилающих её верхах мантии. И вполне вероятным плотностным аналогом скоростной модели глубинных структур будет компенсационная модель, когда аномалии гравитационного поля от толщи слоёв, залегающих ниже «гравиактивного» слоя, будут частично (или полностью) скомпенсированы. В компенсационных моделях возможна реализация плотностных распределений с нулевым (или близким к нему) значением внешнего потенциала (Цирульский, Бахтерев, 1991). Подобная тенденция связана с принципиальной неоднозначностью решения обратной задачи гравиметрии, а «нулевые» (по полю) плотностные эквиваленты могут существенно снизить или исказить достоверность результатов гравитационного моделирования.

Рельеф границ глубинных слоев явно не выделяется в суммарном поле расчетных гравитационных аномалий (Федорова и др., 2010). Однако изменение скорости (и, соответственно, плотности) по всей глубине неоднородного разреза земной коры позволяет оценить предполагаемую область компенсации глубинных масс и по разделенным составляющим гравитационного поля уточнить детали распределения плотности в низах коры и в верхней мантии.

Процесс построения плотностных моделей сводится к решению прямых и обратных задач гравиметрии. Обратная линейная задача гравиметрии (вычисление плотности по известным значениям гравитационного поля) является классическим примером некорректной задачи и в общей постановке ее решение не единственно, зависит от исходных данных и неустойчиво. Поэтому необходимо искать решения на практически содержательных множествах корректности, выбирая разумные модели начального приближения. Послойное распределение скорости в формате сеточных функций (с учетом зависимости «плотность-скорость») идеально подходит для плотностной модели начального приближения, обеспечивая устойчивость слабоединственных решений обратной задачи гравиметрии в классе слоисто-неоднородных сред (Новоселицкий, 1965; Мартышко, Кокшаров, 2005; Мартышко и др., 2016). Итеративно последовательная схема вычислений корректирующих добавок по горизонтальным слоям не только обеспечивает единственность решения обратной задачи гравиметрии, но и сохраняет геологическую содержательность исходной скоростной модели, построенной по сейсмическим данным.

Технологии решения задач на сетках большой размерности требуют минимиза-

ции ручного труда не только на этапе подготовки исходных данных, но и на всех этапах промежуточных расчетов, вплоть до последнего – решения обратной задачи гравиметрии и построения трехмерной плотностной модели, соответствующей наблюденному гравитационному полю. Формализация данных геофизических исследований и их математическая обработка должны исключать (или минимизировать) влияние субъективного фактора. Последнему уделяется должное внимание лишь на этапе анализа полученных результатов и их геологической интерпретации. Не геологический «заказ» фиксирует жесткие рамки априорных решений, а объективные данные натурных измерений и корректное математическое моделирование лежат в основе развития новых направлений теоретических и прикладных исследований.

Данная работа направлена на разработку устойчивых математических методов трехмерного гравитационного моделирования и демонстрирует особенности их применения в процессе решения реальных прикладных задач. Прежде всего рассматривается вопрос о выборе сейсмоплотностной модели начального приближения, обеспечивающей единственность решения трехмерной обратной задачи гравиметрии, и адекватном представлении сейсмического материала. Приведены результаты построения скоростных сейсмических разрезов вдоль профилей ГСЗ, которые в дальнейшем использованы для трехмерного гравитационного моделирования на сетках большой размерности.

Скоростные модели по сейсмическим разрезам

Двумерные скоростные разрезы образуют пространственный каркас сейсмоплотностной модели начального приближения. Территория исследования, площадь которой около полутора миллионов квадратных километров, находится в пределах географических координат 60–68° с.ш., 48–72° в.д. и охватывает приарктическую часть сочленения важнейших геологических провинций России: северо-восточную окраину Восточно-Европейской платформы, Тимано-Печорскую плиту, северную часть Уральской складчатой системы и северо-западный сектор Западной Сибири. Современные представления о развитии Урала и его платформенного обрамления учитывались в рамках существующих структурных схем тектонического районировании отдельных геологических провинций (Соболев, 1968; Соболев и др., 1983; Башилов, 1987; Тимонин, 1998; Мегакомплексы … , 1986; Сурков, Жеро, 1993; Сажнова и др., 2006; Пучков, 2010). Из фрагментов этих схем составлена сводная комбинированная схема тектонического районирования исследуемой территории, приведенная на рис. 1 (цветная вкладка) в сопоставлении с картой аномалий гравитационного поля в редукции Буге. Карта гравитационного поля миллионного масштаба представлена в монографии (Дружинин и др., 2014б).

В пределах указанной территории выполнен значительный объём глубинных сейсмических исследований. Из всего многообразия доступной сейсмической информации предпочтение отдается количественному (цифровому) материалу, полученному на профилях ГСЗ–МОВЗ при регистрации отраженных, преломленных и обменных волн. Картины волновых полей преобразуются в цифровые модели скоростных разрезов при помощи специально разработанных, но принципиально различных методик интерпретации.

Скоростные модели по сейсмическим профилям могут быть представлены в двух форматах. Слоисто-блоковые разрезы земной коры, опубликованные в первых и многочисленных последующих работах, построены с использованием традиционных схем интерпретации преломленных, отраженных и обменных волн (Егоркин и др., 1988; Егоркин, 91; Атлас … , 2013). На разрезах, как правило, показаны сейсмические границы с оценкой граничных и пластовых скоростей. Скорость внутри пласта определяется по парным отражениям от кровли и подошвы пласта. К сожалению, как граничные, так и пластовые скорости указаны не равномерно по разрезу, а в зависимости от плотности систем наблюде-

ний и качества отраженных волн. К мешающим факторам следует отнести разнородность информации, обусловленную различием методик получения и интерпретации исходных данных и дискретный характер зондирований.

В целях выделения деталей «тонкой» структуры неоднородных разрезов и равномерного представления данных о распределении скоростных параметров в земной коре, выполнена переобработка материалов ГСЗ методом двумерной сейсмической томографии. Метод основан на линеаризованной постановке обратной кинематической задачи, когда вариации скорости и отклонения времен пробега упругих волн от нормального годографа связаны линейными соотношениями.

Один из первых вариантов метода сейсмической томографии на временных задержках разработан под руководством академика С.В. Крылова в ИГ СО РАН (Мишенькина и др., 1983; Крылов и др., 1993). В данном варианте по отдельным годографам дифференциальных зондирований с помощью интерполяции строится непрерывное двумерное поле времен, что позволяет в каждой точке профиля иметь полный набор времен пробега упругих волн на разных расстояниях от источника. Способ преобразования непрерывных полей времен первых вступлений в непрерывное поле скоростей рефрагированных волн предложен в работе (Мишенькина и др., 1983). Алгоритм решения обратной кинематической задачи реализован в программе «Invers». Расширенная версия модифицированной программы «Invers» в редакции В.М. Алиевского выдает результат в виде сеточных скоростных матриц специального вида, предназначенных для построения континуальных моделей градиентных скоростных разрезов.

Новая схема интерпретации была успешно апробирована на материалах ГСЗ Уральского региона. По результатам выполненных работ по профилям Верхненильдино–Казым и Красноленинскому были опубликованы первые варианты скоростных разрезов до глубины 30–40 км (Дружинин, Карманов, 1985; Дружинин и др., 1990). Позднее были переинтерпретированы материалы ГСЗ по ряду сибирских геотраверсов (Сурков и др., 2000; Кузнецов др., 2010).

Многочисленные варианты разрезов, построенные в разное время и по разным методикам, отражают весьма неоднородную, а порой и противоречивую информацию о распределении скоростей, особенно в низах земной коры. Поэтому была проведена систематизация, анализ и переработка имеющегося сейсмического материала. Для воссоздания целостной трехмерной картины скоростных макетов наибольшее внимание уделялось однородности и равномерности представления исходных данных на региональных профилях ГСЗ. Относительно равномерное покрытие всей площади выделенного уральского сегмента обеспечивается данными зондирований на десяти сейсмических профилях и фрагментах опорных геотраверсов (см. рис. 1, цветная вкладка). Три протяженных региональных профиля: ГСЗ–Верхненильдино–Казым, Красноленинскийи и Северная Сосьва–Ялуторовск – отработаны Баженовской геофизической экспедицией (БГЭ); четыре геотраверса: Агат-2 (Белое море–Воркута), Кварц (Мурманск–Кызыл), Рубин-1 (Костомукша–Семипалатинск) и Рубин-2 (Нижний Тагил–Уренгой) – центром РГГИ ГЕОН (Атлас … , 2013).

По фондовым материалам для уральских фрагментов четырех профилей центра ГЕОН построены заново, а для трех профилей БГЭ переинтерпретированы построенные ранее двумерные поля времен первых вступлений продольных волн. Переобработанные материалы ГСЗ для семи сверхдлинных профилей легли в основу градиентных скоростных моделей земной коры, рассчитанных способом двумерной сейсмической томографии. По остальным трем профилям, а именно: по уральскому фрагменту геотраверса Глобус (Купянск – Воркута) центра ГЕОН (Вольвовский и др., 1978), по Сыктывкарскому профилю МОВЗ (Удоратин, 2004) и по западной части Полярно-Уральского трансекта (Золо-

тов и др., 2008; Дружинин и др., 2014а) первичными данными воспользоваться не удалось. Поэтому, в целях однотипного представления материала, авторские (опубликованные или фондовые) слоисто-блоковые разрезы были переформатированы по специальной методике в двумерные матрицы сеточных функций, что дало возможность перестроить слоисто-блоковую конфигурацию в единый формат градиентных скоростных моделей (Ладовский и др., 2013). Таким же образом были перестроены скоростные разрезы для западного участка геотраверса Рубин-1 (от 48 до 55º в.д.) и восточного участка Рубин-2 (от 67 до 72º в.д.). Все разрезы дополнены границей Мохо (М), положение которой определено по скоростным уровням (7,75–8,25) км/с и затем откорректировано по результатам интерпретации имеющихся данных по обменным, головным, отраженным и преломленным волнам.

Блочная структура мантийных изостатических аномалий

Определение скоростей ниже границы М требует проведения специальных глубинных сейсмических зондирований с источниками возбуждения большой мощности (ядерными взрывами) (Павленкова, 2000; Павленкова Г.А., Павленкова Н.И., 2008). Однако некоторые предварительные оценки распределения мантийной плотности (и, соответственно, скорости) можно получить, используя построенные нами градиентные скоростные модели земной коры. Конструктивным параметром оценки послужили аномалии литостатического давления на предполагаемом глубинном уровне изостатической компенсации.

Основная цель построения плотностных моделей – проверка соответствия скоростных параметров аномальному гравитационному полю для всей совокупности представленных разрезов. Переход от скоростных к плотностным моделям осуществлялся по эмпирической зависимости «плотность-скорость» (Дружинин и др., 1982). Уточнение региональных коэффициентов кусочно-линейной регрессионной зависимости «скорость-плотность» получено из решения линейной обратной задачи гравиметрии. Сопоставление подобранных плотностных и скоростных моделей позволило уточнить априорно заданную зависимость «плотность-скорость» $\sigma(V)$ и определить поинтервальные значения коэффициентов уравнений кусочно-линейной регрессии (Федорова и др., 2010; Мартышко и др., 2012):

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

При этом следует обратить внимание на одну важную особенность задачи гравитационного моделирования. Плотностные модели земной коры и верхней мантии (верхней части литосферы) чаще всего имеют форму пласта с горизонтальными границами обрамления (Павленкова и др., 1991; Романюк, 1995; Куприенко и др., 2007; Пашкевич и др. 2014; Дружинин и др., 2014б). Такое ограничение является непременным условием для вычисления гравитационных аномалий от неоднородного слоя с точностью до постоянной составляющей фона. Плотностной разрез, в отличие от своего скоростного прообраза, не может быть ограничен снизу криволинейной и, в частности, мантийной границей. В этом случае в расчетной аномалии поля появится дополнительная переменная составляющая, амплитуда которой пропорциональна скачку плотности на криволинейной границе «кора-мантия». Но вместо мантийной плотности в модель будет входить средневзвешенная плотность земной коры (Мартышко и др., 2010). Поэтому нижнюю часть разреза (ниже границы М) следует дополнить горизонтальной границей, а во вновь образованном слое подобрать плотность мантийных масс.

Некоторые предположения о плотности непосредственно подкорового слоя верхней мантии выдвигаются на основе данных об изменении граничных скоростей сейсмических волн на границе М (границе Мохоровичича) с использованием

априорно заданных зависимостей между скоростью и плотностью (Галдин, 1977; Крылов и др., 1990). Дополнительное граничное условие изостатической уравновешенности на глубине дает возможность при моделировании наметить контуры мантийных блоков компенсирующих масс и оптимизировать в них искомое распределение плотности.

Модели плотностных разрезов не находятся в пустом пространстве; ниже расположены массы реальной Земли. Внутренние оболочки Земли близки к состоянию гидростатического равновесия. Ниже астеносферного слоя плотность мало отличается от своего гидростатического значения, а оставшиеся «надгидростатические» добавки на глубине не привносят заметных искажений в градиенты приповерхностных аномалий расчетного поля. Более действенен гравитационный эффект от распределения масс в вышележащих слоях литосферы. Плотностная модель верхней части литосферы ниже уровненной дневной поверхности – это модель сфероидального (или плоского) слоя, в котором «надгидростатическое» распределение плотности создает расчетное поле гравитационных аномалий. На кровле слоя эти аномалии с некоторой погрешностью совпадают с наблюденными аномалиями Буге; на подошве слоя – близки к нулю (Красовский, 1989). Отсутствие нижележащих аномалиеобразующих масс позволяет ограничить модельную область рамками верхнего литосферного слоя.

Ниже кромки плотностного разреза изменения избыточной плотности приравниваются к нулю; приравниваются к нулю и латеральные вариации литостатического давления. Постоянная величина литостатического давления на некотором глубинном горизонте означает изостатическую уравновешенность всех вышележащих масс. Контуры компенсационных мантийных блоков изначально прослеживались по полю остаточных (мантийных) гравитационных аномалий, а затем уточнялись по характеру вариаций литостатического давления на глубинном гипсометрическом уровне 80 км (Бызов, Цидаев, 2015). На Урале первый региональный уровень изостатической компенсации предполагается на глубине порядка 80 км. Этой же отметкой ограничивается глубина модельных сейсмогеологических разрезов Уральского региона (Дружинин и др., 2000; Мартышко и др. 2011а; Дружинин и др., 2014б).

Для определения скоростных параметров мантийных блоков были сопоставлены имеющиеся выборки исходных скоростей головных и отраженных волн на отдельных участках границы М и модельные плотности. По вычисленным коэффициентам линейной регрессии установлено взаимно-однозначное соответствие «скорость-плотность» в диапазоне скоростей (7,75–8,5) км/с, вполне характерных для верхней мантии (Павленкова 2011):

$$\sigma_M(V) = 0{,}25 \times V_M + 1{,}3.$$

Установленная корреляционная зависимость обеспечивает внутреннюю согласованность между экспериментальными и расчетными данными по всей совокупности построенных нами сейсмоплотностных уральских разрезов и соответствует зависимости, полученной ранее по выборкам образцов горных пород ультраосновного состава (Крылов и др., 1990).

На рис. 2 (цветная вкладка) представлены двумерные модели скоростных разрезов земной коры и верхней мантии по десяти сейсмическим профилям. Разрезы от дневной поверхности до границы М построены способом сейсмической томографии по общей расчетной схеме алгоритма «Invers». Блочный разрез верхней мантии ниже границы М и до глубины 80 км построен по методу изостатической компенсации. На разрезах, наряду с плотностями, указаны скорости мантийных блоков (голубым цветом), соответствующие регрессионной зависимости «скорость-плотность». Над разрезами показаны тектонические структуры, вынесенные на профили в соответствии с цветовой шкалой схемы (см. рис. 1, *б*, цветная вкладка). Расчетное гравитационное поле моделей Δg на уровне дневной поверхности (красная кривая)

сопоставлено с профильными проекциями (синяя кривая) наблюденных аномалий Буге (см. рис. 1, *а*, цветная вкладка). Морфологическое сходство двух кривых вполне приемлемо на качественном уровне интерпретации.

Трехмерная сейсмоплотностная модель начального приближения

Двумерные скоростные и, соответствующие им, плотностные разрезы по десяти сейсмическим профилям формируют исходную базу данных трехмерной плотностной модели начального приближения. Сеточные «грид-файлы» с профильных разрезов форматируются в координатах цифрового планшета карты аномалий гравитационного поля. Граничные файлы образующих кривых задают положение каждого из профилей в площадном варианте. Таким образом учитывается взаимное расположение разрезов в пространстве и происходит переход от двумерного массива координат вдоль профильных сечений к трехмерному сеточному массиву координат объемной скоростной модели, по которому и восстанавливается геометрический макет пространственного сейсмического каркаса (рис. 3, *а*, цветная вкладка). Недостающие данные по скоростям восполняются интерполированными значениями между пространственноувязанными разрезами.

Были использованы три интерполяционные схемы пакета «Surfer»: метод ближайших соседей, метод обратных расстояний с большим (три и более) степенным показателем и метод триангуляции с линейной интерполяцией. Первые два метода сориентированы на восстановление пространственного положения локальных объектов, третий – на обрисовку протяженных линейных структур по их профильным подсечениям. Интерполяция выполняется по отдельным горизонтальным слоям. Мощности слоев определяются шагом дискретизации (100 м) по оси глубин. В горизонтальных плоскостях шаг интерполяции 1 км. Результатом интерполяции является четырехмерный массив послойных сеточных файлов (*x, y, z, V*), в котором каждому горизонтальному слою сопоставлена глубина, на которой он расположен. Данные за пределами контура интерполяции не учитываются.

Качество применяемых схем интерполяции оценивается по сопоставлению трехмерных интерполированных и исходных двумерных данных на профильных разрезах (рис. 3, *а*, *б*, цветная вкладка). «Точность» интерполяции определяется только шагом дискретизации и степенью влияния (перепадом плотности) соседних разрезов. В нашем случае расхождение между исходными и интерполированными значениями скорости для крайних профилей контура интерполяции (см. рис. 3, *а*, цветная вкладка): Агат-2 (1), Рубин-1 (5) и Красноленинский (8) не превышает пяти процентов для низов земной коры и верхней мантии и возрастает до десяти процентов для верхних, существенно неоднородных, частей скоростных разрезов. На рис. 3, *б* (цветная вкладка) представлены два вертикальных сечения сеточной 3D интерполированной скоростной модели вдоль фрагмента геотраверса Рубин-1 и сейсмического профиля ГСЗ – Красноленинский. Их незначительное отличие от начальных двумерных разрезов связано с особенностями послойной схемы линейной интерполяции по редкой сети узловых точек исходных данных.

По значениям интерполированных скоростей и той же регрессионной зависимости «скорость-плотность» восстанавливается трехмерная плотностная модель начального приближения. Цветовая шкала «скорость-плотность» на рис. 3 (цветная вкладка) демонстрирует результат решения линейной обратной задачи гравиметрии по исходным сейсмоплотностным разрезам.

Использование двумерных плотностных моделей для перехода к трехмерной конфигурации не требует высокоточного подбора гравитационного поля по отдельно взятым профилям. Вполне достаточно качественного совпадения расчетного поля разреза с реальной проекцией на профиль трехмерных аномалий наблюденного поля. Важно другое. При объемном моделирова-

нии интерпретатор решает две принципиальные задачи: корректное восстановление формы основных аномалиеобразующих объектов в межпрофильном пространстве и устранение краевого эффекта затухания 3D-модельного поля за пределами исследуемого региона.

В силу объективной ограниченности информационной базы геолого-геофизических данных невозможно воссоздать реальную конфигурацию аномальных объектов в трехмерном пространстве по разрозненным профильным подсечениям. Как следствие, неизвестны и поправки в гравитационный эффект за трехмерное распределение плотности. Для изометрических тел приповерхностного залегания этот поправочный коэффициент весьма значителен. Так в ходе вычислительных экспериментов для моделей глубинного строения земной коры северо-восточной части Восточно-Европейской плиты (Романюк, 1995) и северной части Среднего Урала (Дружинин и др., 2000) установлено, что поправка в гравитационный эффект за трехмерность модельных объектов достигает на некоторых профилях 100 и более процентов. Хотя подобные количественные оценки, на наш взгляд, кажутся несколько завышенными, подобное обстоятельство требует ревизии устоявшейся методики трехмерного моделирования с использованием профильных данных.

Аномальные гравитационные эффекты вычисляются на уровне фонового поля «нормальной» модели, плотность которой считается постоянной. Это либо нулевая (Страхов, Романюк, 1984; Романюк, 1995), либо средневзвешенная (Мартышко и др., 2011б), либо максимальная плотность мантийных блоков (Куприенко и др., 2007). В таком случае игнорируется постоянная составляющая расчетного уровня поля, и возникает проблема сопоставления разноглубинных сегментов сводной плотностной модели. Для исключения краевого эффекта затухания фонового поля необходимо адекватное пространственное продолжение аномалиеобразующих масс за внешние границы модельной области. Один из способов продолжения – увеличение длин расчетных профилей для двумерных плотностных моделей (Дружинин и др., 2000). Если доступна информация для более обширного региона, то это снимает часть вопросов, хотя и значительно увеличивает объем подготовительных вычислений. Однако удлинение профилей не решает проблему в трехмерном варианте. В условиях практического отсутствия информации о глубинном строении необходимо выполнить параметризацию масс законтурных блоков с привязкой к профильным значениям. Подобная процедура трудно формализуема и, даже в случае ее успешной реализации, приводит к перекосу фонового поля и образованию ложных краевых аномалий по контуру модельного планшета.

Корректное решение прямой трехмерной задачи гравитационного моделирования требует обязательного учета единого (переменного) регионального гравитационного фона для всей территории исследования. Этот уровень меняется не только от разреза к разрезу, но и принципиально отличается для фрагментарных участков различных плотностных сегментов. Поскольку поле отдельно взятого фрагмента вычисляется с точностью до постоянной составляющей, то возникает проблема сопоставления гравитационных аномалий от разноглубинных слоев и блоков сводной плотностной модели. Послойная организация сеточных «грид-файлов» интерполированной плотности позволяет автоматизировать алгоритм требуемых вычислений. В качестве фоновой плотности «нормальной» модели плоского слоя принимается плотность, зависящая только от глубины. Ее можно получить, усредняя сеточные функции интерполированной плотности по каждому слою цифрового «куба». Такую плотность условно можно назвать «гидростатической». Для каждого гипсометрического уровня z_K по плотностной матрице $\sigma_K(x.y)$ вычисляются значения средних σ_{0K}. Полученная совокупность средних σ_{0K} приравнивается к распределению зависящей только от глубины гидростатической плотности $\sigma_0(z)$, которая и

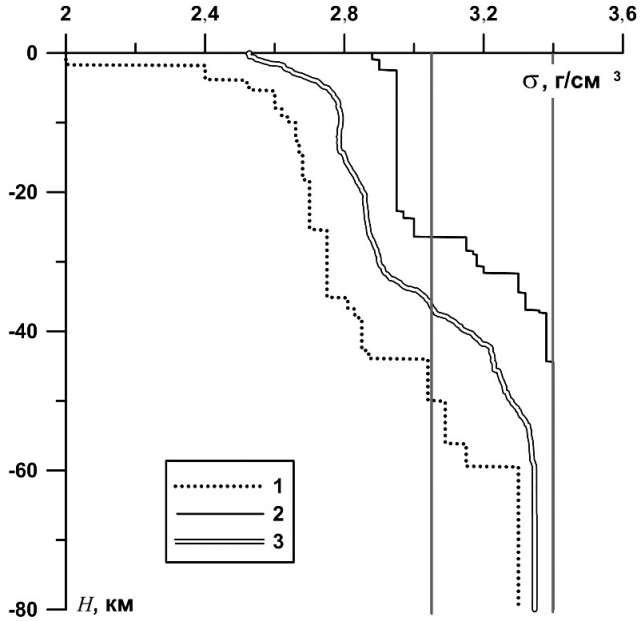


Рис. 4. Графики зависимости от глубины плотности в слое для 3D модели начального приближения:
1 – минимальной; 2 – максимальной; 3 – средней. Вертикальными линиями показаны значения средневзвешенной (до глубины 80 км) и максимальной плотности мантийных блоков

принимается за плотность относимости нормальной модели. На рис. 4 показан закон изменения с глубиной минимальных, средних и максимальных значений плотности, рассчитанных по слоям цифрового куба 3D плотностной модели начального приближения.

Средняя плотность, в основном, повторяет закономерности в распределении максимальных и минимальных значений: резкое нарастание плотности в приповерхностной части разреза до глубины 5–8 км (влияние четвертичных отложений) и в зоне перехода кора-мантия на глубинах 40–50 км; слабоградиентная изменчивость в консолидированной части средней и нижней коры; ступень – при переходе к плотным мантийным блокам. Сравнительно с редукцией на любую постоянную плотность «нормальной» модели, надгидростатические добавки избыточной плотности имеют существенно меньшую амплитуду и минимизируют компенсационные составляющие расчетного уровня фона разноглубинных аномалий.

На рис. 5 (цветная вкладка) иллюстрируется результат решения прямой трехмерной задачи гравиметрии для модели плоского слоя до глубины 80 км. Программа вычислений «3D_s CALC» составлена на основе «быстрых» алгоритмов и обладает высокой производительностью (Мартышко др., 2013б). Так для модели сеточного куба размером 1336×969×80 узлов время расчета поля на сетке 1336×969 не превышает четырех часов на стандартном процессоре с тактовой частотой до 3 ГГц (при параллельной программной реализации с вычислением на 1 GPU NVidia Titan Black – 18 минут).

Выявленное морфологическое отличие модельного поля от поля наблюденных гравитационных аномалий подчеркивает несогласие исходных 2D- и построенных 3D-моделей интерполированной плотности. Хотя в окрестности профилей, например, Кварц (3) Сыктывкарский (6) и Рубин-2 (9) это отличие минимально. Норма изменения амплитуд разностного поля служит критерием точности построения сейсмоплотностной модели начального приближения. И как следует из модельных расчетов, ее относительная величина, сравнительно с нормой амплитуд наблюденного поля, достигает 100 процентов (см. рис. 5, цветная вкладка). Обозначенная проблема не является фатальной, но свидетельствует лишь о низкой информативности интерполированной плотностной модели, построенной по редкой сети профильных разрезов. Сгущение сети сейсмических наблюдений, равно как и привлечение дополнительных данных других геофизических методов в локально одномерном варианте, сможет несколько повысить качество плотностной модели начального приближения, но не может кардинально решить проблему. Итоговый вариант плотностной модели гораздо надежнее строить по разработанной нами технологии трехмерного сеточного гравитационного моделирования. Разностное поле (невыбранных остатков гравитационных аномалий) служит исходной информацией при решении линейной и нелинейной обратных задач гравиметрии на завершающем этапе построения трехмер-

ных плотностных моделей, удовлетворяющих наблюденному полю. Этот вопрос пока не входит в рамки настоящей работы, но, тем не менее, уже имеющийся материал достаточно полно освещает проблему решения практических задач методом гравитационного моделирования.

Еще раз следует подчеркнуть, что способ организации начальных данных в формате трехмерной модели послойных сеточных функций способствует рационализации вычислительных процессов и разработке новых технологий. Все этапы подготовительных и промежуточных расчетов выполнены на основе оригинальных авторских алгоритмов, адаптированных для решения прямых задач гравиметрии на неравномерных сетках большой размерности (Мартышко и др., 2013б). Параллельные алгоритмы полнопоточных вычислений интегрированы в программный модуль решения прямой задачи в рамках единого технологического проекта.

Заключение

Построение трехмерных плотностных моделей по профильным данным глубинных сейсмических зондирований и заданным на площади аномалиям наблюденного гравитационного поля составляет предмет сейсмоплотностного моделирования. Предложена технология преобразования скоростных разрезов в двумерные плотностные матрицы. Разработан алгоритм трансформации двумерных числовых массивов в формат послойных сеточных функций трехмерного плотностного куба. Решения в сеточном формате позволяют в реальном времени воспроизвести достаточно большое количество вариантов 2D плотностных моделей вдоль сейсмических профилей. Уже на первоначальном этапе анализа построенных моделей просматриваются общие и отличительные признаки распределения взаимоувязанных плотностных и скоростных параметров по глубине. По верхней части земной коры уверенно трассируются зоны сочленения Северного Урала, Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плиты. Значимые оценки получены и для усредненной плотности мантийных блоков в пределах указанных структур.

На сейсмических разрезах выделены опорные границы, характеризующие поверхность фундамента под осадочными бассейнами, подошву земной коры (границу Мохоровичича), а также внутрикоровые поверхности. Эти данные позволяют получить более детальные карты поверхностей фундамента и Мохо, а также базальтового слоя для всей приарктической части Уральского региона. Кроме того, полученные разрезы использованы для построения начальной модели объемного распределения плотности для трехмерного гравитационного моделирования на сетках большой размерности.

Интерпретация первичных данных ГСЗ с единых методических позиций и применение методов трехмерной интерпретации гравитационного поля, основанных на оригинальных устойчивых алгоритмах и современных компьютерных технологиях сеточного моделирования, позволила значительно повысить детальность геофизических моделей литосферы приполярной и полярной части Уральского региона. Результаты гравитационного экспресс – моделирования по сеточной технологии – позволили уже на этапе построения моделей начального приближения выделить ряд характерных особенностей в распределении взаимоувязанных плотностных и скоростных параметров в земной коре и верхней мантии в зонах сочленения Урала, Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плит.

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

Литература

Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России. Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год». СПб.: электронное издание Роснедра ВСЕГЕИ, 2013. http://www.vsegei.ru/ru/info/seismic/.

Башилов В.И. Карты тектонического районирования Тимано-Печорской плиты // Проблемы эволюции тектоносферы. 1987. С. 126–146.

Бызов Д.Д., Цидаев А.Г. Методика построения 2D плотностной модели верхней мантии с учетом условия изостатической компенсации на глубине // Уральский геофизический вестник. 2015. №1 (25). С. 33–36.

Вольвовский Б.С. Беляевский Н.А., Вольвовский И.С., Егоркин А.В., Полшков М.К., Попов Е.А., Чернышов Н.М. Строение земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Воронежский массив – Полярный Урал // Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1978. С. 154–156.

Галдин Н.Е. Физические свойства глубинных метаморфических и магматических пород при высоких давлениях и температурах. М.: Недра, 1977. 127 с.

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

Дружинин В.С., Карманов А.Б. Изучение строения земной коры северо-западной части Западно-Сибирской плиты // Советская геология. 1985. № 9. С. 39–48.

Дружинин В.С., Автонеев С.В., Шарманова Л.Н., Турыгин Л.В. Глубинное строение Северного Урала по Красноленинскому профилю ГСЗ // Отечественная геология. 1990. № 9. С. 79–82.

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

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Схема тектонического районирования Уральского региона на основе геолого-геофизической информации о строении верхней части литосферы // Отечественная геология. 2013. № 1. С. 43–58.

Дружинин В.С., Ракитов В.А., Осипов В.Ю., Начапкин Н.И., Недядько В.В. Строение земной коры Полярного сектора Уральской складчатой системы по данным ГСЗ // Геология и геофизика. 2014а. Т. 55. № 3. С. 498–505.

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, 2014б. 226 с.

Золотов Е.Е.,Недядько В.В., Чернышев Ю.Г., Гречишников Г.А., Егоркин А.В., Ломова Т.А., Пономарев С.Ф., Ракитов В.А., Рыжкова И.А. Строение консолидированной коры и верхней мантии вдоль Полярно-Уральского трансекта // Тезисы докладов Десятых геофизических чтений им. В.В. Федынского. М.: Центр «ГЕОН», 2008. С. 20–21.

Егоркин А.В., Зюганов С.К., Павленкова Н.И. Результаты исследований структуры литосферы на профилях в Сибири // Геология и геофизика. 1988. № 5. С. 120–128.

Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР / Отв. ред. В.В. Белоусов, Н.И. Павленкова, Г.Н. Квятковская. М.: Наука, 1991. С. 67–95.

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

Крылов С.В., Брыскин А.В., Тен Е.Н. Упругие свойства силикатных минералов и кристаллических горных пород для изотропной модели // Геология и геофизика. 1990. № 12. С. 101–113.

Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Сергеев В.Н., Шелудько И.Ф., Тен Е.Н., Кульчинский Ю.В., Мандельбаум М.М., Селезнев В.С., Соловьев В.М., Суворов В.Д. Детальные сейсмические исследования литосферы на *P*- и *S*-волнах. Новосибирск: ВО «НАУКА», 1993. 199 с.

Кузнецов В.Л., Сальников А.С., Канарейкин Б.А., Титаренко В.В. Палеозой западной сибири в свете глубинных сейсмических исследований // Геофизика. 2010. № 1. С 16–22.

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.

Ладовский И.В., Мартышко П.С., Дружинин В.С., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г., Колмо-

горова В.В. Методика и результаты объемного сейсмоплотностного моделирования глубинного строения земной коры и верхней мантии на примере среднеуральского сегмента // Уральский геофизический вестник. 2013. № 2 (22). С. 31–45.

Мартышко П.С., Кокшаров Д.Е. Об определении плотности в слоистой среде по гравитационным данным // Геофизический журнал. Т. 27. № 4. 2005. С. 678–684.

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

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. Особенности построения плотностных моделей при условии их изостатической уравновешенности // Материалы VI научных чтений памяти Ю.П. Булашевича с международным участием. Екатеринбург: УрО РАН, 2011а. С. 246–248.

Мартышко П.С., Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Федорова Н.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., 2011б. С. 9–30.

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

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

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

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. Об устойчивых методах интерпретации данных гравиметрии // ДАН. 2016. Т. 471. № 6. С. 1–4.

Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / Под ред. В.С. Суркова. М.: Недра, 1986.

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

Новоселицкий В.М. К теории определения изменения плотности в горизонтальном пласте по аномалиям силы тяжести // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1965. № 5. С. 25–32.

Павленкова Г.А. Новые данные о структуре земной коры и верхов верхней мантии по профилю Кварц // Разведка и охрана недр. 2000. № 2. С. 11–15.

Павленкова Г.А., Павленкова Н.И. Результаты совместной обработки данных ядерных и химических взрывов по сверхдлинному профилю «Кварц» (Мурманск-Кызыл) // Физика Земли. 2008. № 4. С. 62–73.

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

Павленкова Н.И. Реологические свойства верхней мантии северной Евразии и природа региональных границ по данным сверхдлинных сейсмических профилей // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 9. С. 1287–1301.

Пашкевич И.К., Шаров Н.В., Савченко А.С., Старостенко В.И. Трехмерная геолого-геофизическая модель литосферы центральной части Карельского кратона // Геофизический журнал 2014. Т. 36. № 6. С. 58–78.

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья. Актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении. Уфа: ООО Дизайн-ПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Романюк Т.В. Сейсмоплотностное моделирование коры и верхней части мантии

вдоль геотраверса «КВАРЦ» // Физика Земли. 1995. № 9. С. 11–23.

Садовский М.А., Нерсесов И.Л., Писаренко В.Ф. Иерархическая дискретная структура литосферы и сейсмический процесс. Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 182–191.

Сажнова И.А., Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н., Пономарев В.С. Структурно-формационные зоны доюрского основания западной части Западно-Сибирской платформы (в пределах Ханты-Мансийского автономного округа) // Литосфера. 2006. № 2. С. 176–180.

Соболев И.Д. Тектоническая схема Северного, Среднего и северо-восточной части Южного Урала. М 1:2500 000 // Геология СССР. Т. XII. Приложение. М., 1968.

Соболев И.Д., Автонеев С.В., Белковская Р.П., Петрова Т.Ю., Сюткина Р.А. Тектоническая карта Урала масштаба 1:1000 000, объяснительная записка. Свердловск, 1983. 168 с.

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

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1993. С. 85–90.

Сурков В.С., Кузнецов В.Л., Старосельцев В.С., Сальников А.С. Сейсмическая томография при изучении земной коры Сибири // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 117–123.

Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 239 с.

Удоратин В.В. Новые данные о структуре земной коры юга Тимано-Печорской провинции по материалам МОВЗ // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов: Материалы всероссийской конференции с международным участием. Архангельск, 2004. Т. 2. С. 307–310.

Федорова Н.В., Колмогорова В.В., Ладовский И.В. Геофизические модели строения земной коры по Красноленинскому профилю // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1(16). С. 59–68.

Цирульский А.В., Бахтерев Д.В. К вопросу об эквивалентности для областей с кусочно-аналитической границей и переменной плотностью // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. № 1. С. 113–118.

ЮБИЛЕИ

13 января 2016 года отмечает свой юбилей
ведущий научный сотрудник лаборатории скважинной геофизики,
доктор физ.-мат. наук
ХАЧАЙ ОЛЬГА АЛЕКСАНДРОВНА

В Институт геофизики УрО РАН Ольга Александровна пришла после окончания Уральского государственного университета.

Начало своей трудовой деятельности она посвятила научным исследованиям в составе лаборатории математической геофизики и участии в МГД-эксперименте.

После успешной защиты докторской диссертации, Ольга Александровна возглавила группу, занимаясь решением прямых и обратных задач электромагнитного зондирования с естественными и контролируемыми источниками в шахтных условиях.

Ольга Александровна в течение ряда лет являлась руководителем грантов РФФИ, участвовала в ряде проектов фундаментальных исследований РАН. В настоящее время основным направление её работ является разработка теории и методики комплексного сейсмомагнитного мониторинга процессов естественной и вызванной активации геологической среды на основе принципов физической мезомеханики. Активно взаимодействуя с Институтами Уральского, Сибирского отделений РАН и рядом производственных организаций, она выполняет совместные исследования с Национальным исследовательским институтом астрономии и геофизики в Египет (г. Каир). Являясь энергичным, мобильным и коммуникабельным сотрудником, Ольга Александровна активно участвует как в российских, так и зарубежных научных конференциях, проводит полевые работы за рубежом (Египет).

Ольга Александровна является членом Американского математического общества, Американской математической ассоциации, Европейского геофизического общества, рецензентом зарубежных и отечественных статей по геофизике и математическим методам физики и геофизики в журнале Mathematical reviews.

Является автором более 280 научных работ.

Поздравляя Ольгу Александровну с юбилеем,
от всей души желаем ей новых научных и профессиональных достижений,
душевных сил, здоровья и отличного настроения!

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 № 2 (28) 2016

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 01.12.2016.
Формат 60x84 1/8. Усл. печ. л. 7,4
Уч.-изд. л. 7,5. Тираж 100
Заказ № 215

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»