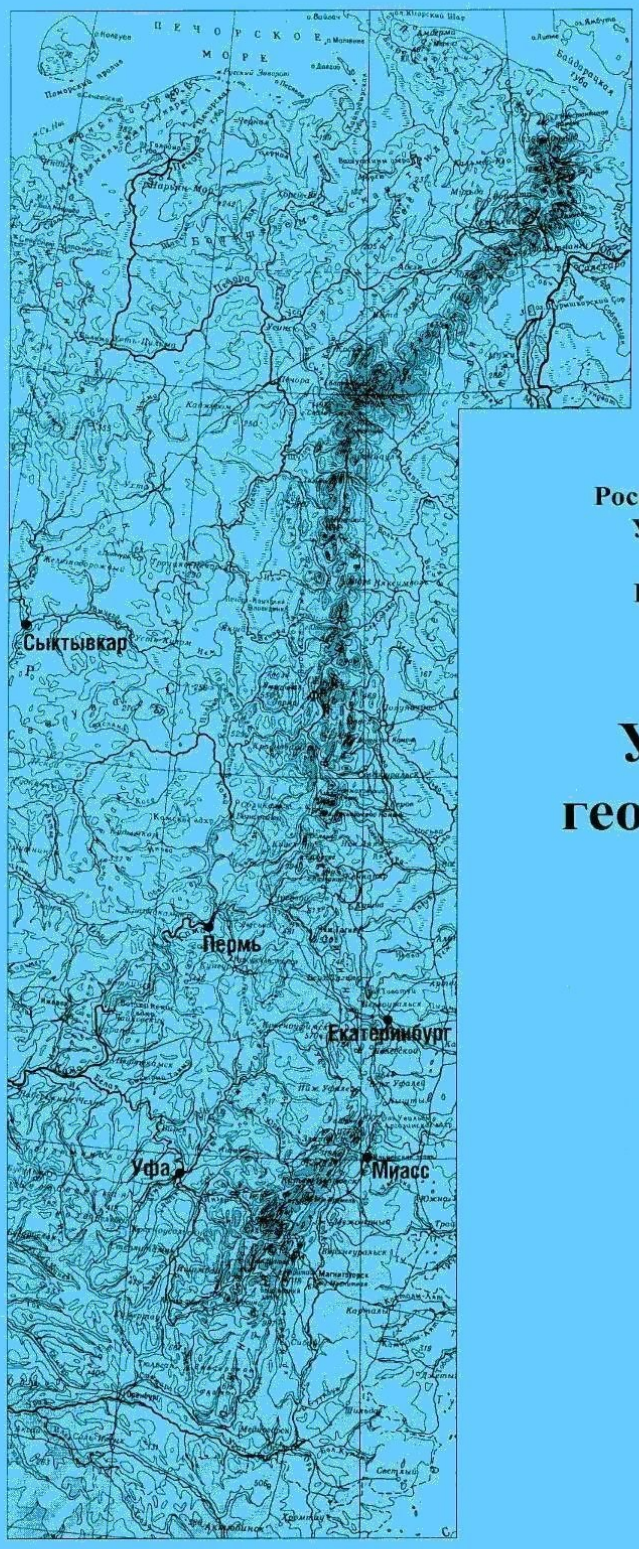
ISSN 1991-0223



Российская академия наук
Уральское отделение

Институт геофизики

Уральский геофизический вестник

№ 2
2013

Екатеринбург
2013

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

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК

№ 2 (22)

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)
Ответственный секретарь
Аревкова Э.О.

Члены редколлегии:

Бычков С.Г.
Глухих И.И.
Демежко Д.Ю.
Дружинин В.С.
Романюк Т.В.
Уткин В.И.
Хачай Ю.В.
Хуторской М.Д.
Человечков А.И.
Шаров Н.В.
Шестаков А.Ф.
Эпов М.И.

Институт геофизики УрО РАН
Ул. Амундсена, 100
20016, г. Екатеринбург, Россия
Тел. (343) 267 88 68/267 88 88
Факс. (343)267 88 72
E-mail: mpsdir@mail.ru

Екатеринбург, 2013

СОДЕРЖАНИЕ

Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А., Троянов А.К., Глухих И.И., Вдовин А.Г.
Скважинные исследования динамического состояния горных пород с использованием новой аппаратуры…… 4

Бахтерев В.В.
Первые результаты использования микроволнового излучения для изучения хромитовых руд…… 13

Беликов В.Т., Козлова И.А., Рывкин Д.Г., Уткин В.И., Юрков А.К.
Оценка изменений структурных характеристик разрушающихся образцов горных пород по данным радонового мониторинга…….. 18

Горностаева А.А., Демежко Д.Ю.
Анализ изменений температуры земной поверхности на Урале и в Восточной Европе в 18-19 веках по данным скважинной термометрии……... 24

Ладовский И.В., Мартышко П.С., Дружинин В.С., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г., Колмогорова В.В.
Методика и результаты объемного сейсмоплотностного моделирования глубинного строения земной коры и верхней мантии на примере Среднеуральского сегмента…… 31

Федорова Н.В., Носкевич В.В., Иванченко В.С., Бебнев А.С., Маликов А.В.
Геофизические методы исследования археологических памятников Сарым-Саклы и Воровская Яма (Южный Урал)... 46

Федорова О.И., Горшков В.Ю., Маликов А.В.
Изучение состояния грунтовых гидротехнических сооружений вертикальными и дифференциальными электрозондированиями …… 54

Чеботина М.Я., Гусева В.П., Поляков Е.В.
Исследование видовых характеристик и накопительной способности зоопланктона водоема-охладителя Белоярской АЭС…… 59

==========

Вниманию читателей!

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

CONTENTS

Astrakhantsev Yu.G., Beloglazova N.A., Troyanov A.K., Gluchich I.I., Vdovin A.G.
Rocks dynamic state borehole investigation using the new equipment…… 4

Bakhterev V.V.
First results of the use of microwave radiation to study chromite ore…… 13

Belikov V.T., Kozlova I.A., Ryvkin D.G., Outkin V.I., Yurkov A.K.
Estimation of changes in structural characteristics destroys rock samples according radon monitoring…….. 18

Gornostaeva A.A., Demezhko D.Yu.
Ground surface temperature changes in the Urals and Eastern Europe in 17-19 centuries: geothermal evidences…… 24

Ladovsky I.V., Martyshko P.S., Druzhinin V.S., Byzov D.D., Tsidaev A.G., Kolmogorova V.V.
Methods and results of crust and upper mantle volume density modeling for deep structure of the Middle Urals region……. 31

Fedorova N.V., Noskevich V.V., Ivanchenko V.S., Bebnev A.S., Malikov A.V.
Geophysical methods of research of archaeological monuments Sarym-Sakly and Vorovskaya Yama (Southern Ural mountains)…….... 46

Fedorova O.I., Gorshkov V.Yu., Malikov A.V.
Studying of state of soil hydraulic engineering construction by vertical and differential electrical sounding ……... 54

Chebotina M.Ya., Guseva V.P., Polyakov E.V.
Zooplankton of the cooling reservoir of the BNPS: species characteristics and accumulative ability……... 59

==========

To attention of readers!

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

УДК 550.838

СКВАЖИННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ НОВОЙ АППАРАТУРЫ

Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А., Троянов А.К., Глухих И.И., Вдовин А.Г. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Исследование геоакустических сигналов, электромагнитных полей, их взаимосвязь, влияние на них вариаций геомагнитного поля в скважинах представляет большой научный и практический интерес. В данной статье описана аппаратура, позволяющая одновременно и непрерывно производить измерения геоакустических сигналов в трех диапазонах частот 100–500, 500–5000, 2500–5000 Гц, электромагнитных полей на трех частотах 40, 80, 120 кГц и вариаций геомагнитного поля в скважинах с чувствительностью ±2,5 нТл. Приведены примеры использования данной аппаратуры в различных скважинах. Показано наличие или отсутствие взаимосвязи различных сигналов в зависимости от динамики среды.

Электромагнитная эмиссия, геоакустические сигналы, геодинамическое состояние среды, вариации геомагнитного поля, скважинные измерения.

ROCKS DYNAMIC STATE BOREHOLE INVESTIGANION USING THE NEW EQUIPMENT

Astrakhantsev Yu.G., Beloglazova N.A., Troyanov A.K., Gluchich I.I., Vdovin A.G. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. An investigation of geoacoustic signals, electromagnetic fields, their relationship, geomagnetic field variations' influence on them in boreholes is of great scientific and practical interest. The equipment allowing simultaneous and uninterrupted measurement of geoacoustic signals in three frequency ranges of 100–500, 500–5000, 2500–5000 Hz, measurement of electromagnetic fields at three frequencies of 40, 80, 120 kHz and geomagnetic field variations in boreholes with sensitivity of ±2.5 nT is described in the paper. The examples of the equipment application in different boreholes are adduced. There is shown the presence or absence of the relationship between signals of different physical nature depending on physical-mechanical properties and environment dynamics.

Electromagnetic emissions, geoacoustic signals, geodynamic state of the environment, variations in the geomagnetic field, well measurements.

Введение

В районах разработки и добычи полезных ископаемых нередки случаи проявления горно-тектонических ударов и техногенных землетрясений. Поэтому проблема оценки изменения напряженно-деформированного состояния массивов горных пород, прогноз и предупреждение удароопасности приобретает особую остроту. Различия в механизмах геодинамических явлений, энергии и степени воздействия на окружающую среду определили различные подходы к оценке напряженно-деформированного состояния таких массивов и прогнозу динамических явлений в них.

Проблема исследования современного динамического состояния массивов горных пород в их естественном залегании путем скважинных измерений породила необходимость создания соответствующей аппаратуры. Так как скважина является чувствительным объемным деформометром и прямо отражает изменения напряженно-деформированного состояния в земле, то скважинные измерения дают значительно больше информации по сравнению с поверхностными исследованиями. Установлено, что процесс формирования электромагнитного излучения (ЭМИ) отражает динамику зарождения и развития структурного разрушения пород. При этом процесс излучения носит импульсный характер – по мере перехода процесса разрушения с низшего энергетического уровня на более высокий, возрастают параметры ЭМИ (число импульсов, напряженность). В то же время способность горных пород

излучать акустические импульсы используется для получения информации о неоднородности, нарушенности, напряженном состоянии горных пород, а так же развивающихся в земной коре динамических процессах. В горных породах при хрупком разрушении геоакустическая эмиссия (ГАЭ) обусловлена развитием микро- и макротрещин. По ГАЭ оценивают ударопрочность горных пород, контролируют состояние массива пород и процессы разрушения. Геомагнитным предвестникам землетрясений издавна уделялось большое внимание, так как вследствие существования пьезомагнитного эффекта и наличия в горных породах магнитных минералов изменения напряженного состояния должны отражаться в вариациях геомагнитного поля. Изучение связи между ЭМИ, ГАЭ и напряженностью геомагнитного поля в скважинах позволяет не только понять механизм процесса, но и охарактеризовать динамические свойства трещиноватой среды, определить какой из ее параметров, проявляющихся в полях различной физической природы, является доминирующим и ответственным за наблюдаемый процесс.

Для решения вышеизложенных задач в лаборатории скважинной геофизики УрО РАН создан комплексный прибор МЭШ-42, прототипом которого послужила разработанная ранее аппаратура, позволяющая проводить измерение ГАЭ в нескольких частотных диапазонах (Патенты 2123711; 2173778; 2445653), широко применяемая на нефтегазовых месторождениях для определения характера насыщенности коллекторов на стадии эксплуатации скважин и при контроле за разработкой нефтяных и газовых месторождений. Создание комплексной аппаратуры, позволяющей одновременно измерять несколько геофизических полей (напряженность геомагнитного поля, ГАЭ и ЭМИ), значительно расширило диапазон решаемых задач. Прибор можно использовать как для проведения каротажа, так и для долговременных режимных наблюдений в скважине.

Устройство и принцип работы прибора

Функциональная схема прибора представлена на рис. 1.

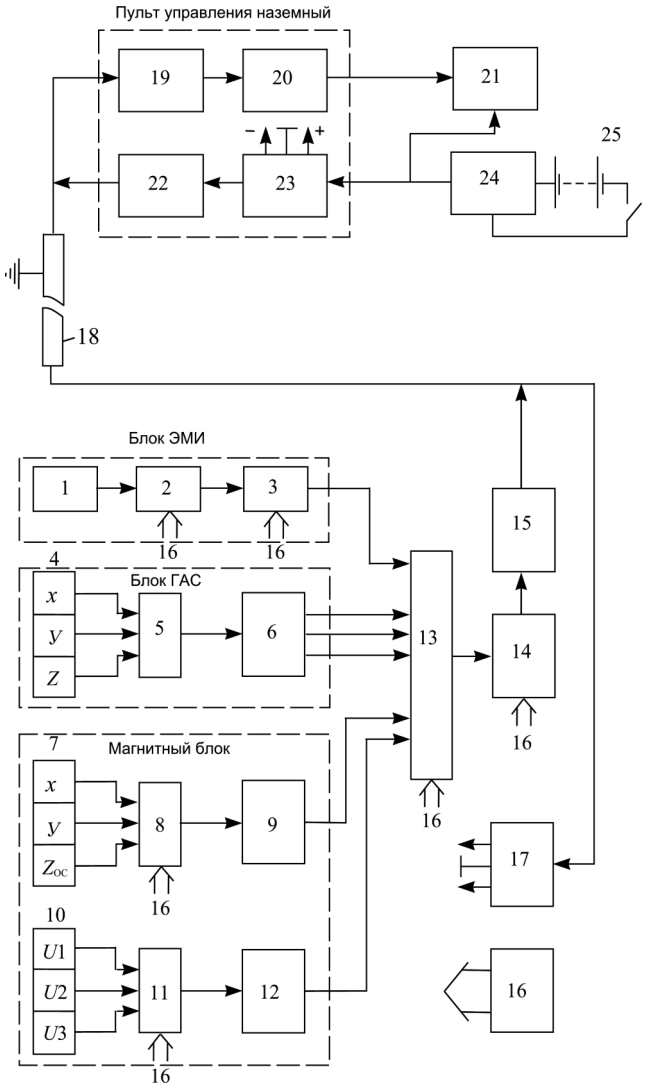


Рис. 1. Функциональная схема МЭШ-42:
1 – ферритовая антенна ЭМИ; 2 – коммутируемый блок конденсаторов; 3 – измерительная схема ЭМИ с выходом на постоянном токе; 4 – блок из трех датчиков геоакустических сигналов; 5 – коммутатор; 6 – усилитель, блок фильтров и выпрямители; 7 – блок из трех ортогонально расположенных феррозондов; 8 – коммутатор сигналов феррозондов; 9 – измерительная схема магнитометра; 10 – блок акселерометров; 11 – коммутатор сигналов акселерометров; 12 – повторитель напряжения; 13 – общий коммутатор сигналов; 14 – аналого-цифровой преобразователь; 15 – блок передачи цифровой информации; 16 – блок управления скважинного прибора; 17 – блок питания; 18 – одножильный каротажный кабель; 19 – входной усилитель; 20 – блок связи с персональным компьютером; 21 – персональный компьютер (Note Book); 22 – блок питания скважинного прибора; 23 – блок питания наземного пульта; 24 – преобразователь напряжения 25 – аккумулятор

Аппаратура содержит три измерительных блока, позволяющих преобразовывать измеряемые параметры в сигналы постоянного тока. Эти сигналы через коммутатор (13) поочередно поступают на вход аналого-цифрового преобразователя и далее – на блок передачи цифровой информации. Схема содержит блок управления (16), осуществляющий своевременное включение соответствующих измерительных блоков, аналого-цифрового преобразователя (АЦП) и блока передачи цифровой информации, который преобразует цифровую информацию с выхода АЦП в последовательные коды (RS-232), позволяющие передавать их по каротажному кабелю. По каротажному кабелю передается также и напряжение питания скважинного прибора, которое стабилизируется и преобразуется в разнополярное блоком питания. На поверхности сигналы с каротажного кабеля усиливаются, преобразуются и подаются через специальный переходной узел на USB-порт персонального компьютера. При каротажных работах используется датчик глубин. Синхронизация сигналов осуществляется по паузе в передаче сигналов.

Как видно из функциональной схемы (см. рис. 1), технические характеристики аппаратуры в основном зависят от технических характеристик измерительных блоков при условии достаточно высокого качества АЦП.

Рассмотрим функциональные схемы измерительных блоков.

Блок измерения электромагнитного излучения (Блок ЭМИ) выполнен по схеме супергетеродинного приемника. Входной контур образуется из ферритовой антенны (1) и блока конденсаторов (2), поочередно подключаемых коммутатором к антенне. Принятые сигналы после усилителя поступают на преобразователь частоты, на второй вход которого подается напряжение с управляемого генератора. Частота генератора равна частоте настройки контура: 40, 80 и 120 кГц. Полоса пропускания усилителя промежуточной частоты $f_{\text{п}}$ равна 100–2000 Гц.

Полосы частот принимаемых сигналов (f_{Cn}):

$f_{\text{C1}} = f_{\text{г}} + f_{\text{п}}$;
$f_{\text{C2}} = f_{\text{г}} - f_{\text{п}}$,

где $f_{\text{г}}$ – частота управляемого генератора.

Добротность входного контура выбирается такой, чтобы полоса пропускания была более 4 кГц. При этом регистрируются обе полосы частот f_{C1}, f_{C2}, что позволяет увеличить вероятность попадания сигналов в принимаемый диапазон. Выходное напряжение усилителя промежуточной частоты выпрямляется амплитудным выпрямителем и подается далее на АЦП (14). Аналогичный принцип приема сигналов ЭМИ был применён ранее в аппаратуре МЧЗ-8 (Байдиков, Человечков, 2011).

Блок измерения геоакустических сигналов (Блок ГАС) использует в качестве приемников три взаимоортогональных, жесткозакрепленных пьезокерамических преобразователя *Z*, *X*, *Y* (4) марок ДН-3-М1, Д13 или АР57, имеющих поперечную чувствительность менее 10% от осевой. Через коммутатор (5) выходные сигналы преобразователей подаются на вход малошумящего, с большим входным сопротивлением усилителя и, далее, на блок фильтров (6), который выделяет три полосы частот (100–500; 500–5000; 2500–5000 Гц). Сигналы, выделяемые блоком фильтров, выпрямляются, поступают на коммутатор сигналов (13) и далее – на АЦП (14). Так как пьезокерамические датчики поочередно подключаются к одному и тому же блоку фильтров, мы можем судить о характере, полосе частот и амплитуде сигналов в скважине по каждой из осей измерения. В измерительном блоке предусмотрена проверка параметров усилителя, фильтров и АЦП путем подачи калибровочного сигнала от высокостабильного генератора, входящего в блок управления.

Магнитный измерительный блок содержит три взаимоортогональных жесткозакрепленных феррозонда $Z_{\text{ос}}$, *X*, *Y* (7), которые через коммутатор (8) поочередно подключаются к входу измерительной схемы магнитометра (9), работающей на второй гармонике. Соосно с феррозондами укреплены акселерометры *U*1, *U*2 и *U*3 (10), которые через коммутатор (11) поочe-

редно подключаются к повторителю напряжения (12). Из шести параметров Z_{oc}, X, Y, $U1$, $U2$, $U3$ в точке измерения вычисляются значения составляющих вектора геомагнитного поля Z, H_x, H_y в вертикальной системе координат, привязанной к плоскости наклона скважины, угол наклона скважины φ и угол поворота прибора вокруг своей оси α (Астраханцев, Белоглазова, 2012).

Основные технические характеристики МЭШ-42

Магнитный канал:

диапазон измерений составляющих поля
$\pm 70 \cdot 10^3$ нТл;

разрешающая способность
±2,5 нТл.

Геоакустический канал:

диапазон измерений
1–10 мм/с^2;

разрешающая способность
0,5 мм/с^2.

Электромагнитный канал:

диапазон измерений (на частотах 40; 80; 120 кГц)
1–50 пТл;

разрешающая способность
0,5 пТл.

Период измерения всех параметров
1,6 с.

Методика измерений

Применение специальной конструкции из трех датчиков-акселерометров позволяет проводить измерения ГАЭ как в открытом, так и в обсаженном стволе скважины, измерения ЭМИ и напряженности геомагнитного поля возможны только в открытом стволе. Использование трехкомпонентной системы измерений позволяет регистрировать одновременно сигналы в горизонтальном и вертикальном направлениях, соотношения которых дают дополнительную геологическую информацию.

Измерения с комплексным прибором могут проводиться в двух режимах:

1. Измерения по стволу скважины по точкам. Шаг измерений зависит от решаемых геологических задач. Цикл опроса всех датчиков составляет 2 с. В процессе измерений на каждой точке проводится 10 циклов измерений 20 параметров, которые автоматически записываются в текстовый файл. После окончания каротажа разработанными программными методами производится расчет полученных данных. Усредняются 10 циклов измерений на каждой точке. Из полученных значений рассчитываются выходные параметры и формируются три las-файла, характеризующие геомагнитные, акустические и электромагнитные измерения.

2. Режимные наблюдения на заданных глубинах в разных масштабах времени (первые минуты, часы, сутки). Производится запись в текстовый файл всех параметров функции времени в формате Windows с дискретностью 2 с. После записи файла – поминутное усреднение первичных данных и расчет выходных параметров. Построение диаграмм первичных и рассчитанных данных в функции времени проводится с помощью разработанного программного модуля.

Наибольший объем информации о геодинамическом состоянии района, взаимосвязи временных изменений сигналов ГАЭ, ЭМИ и напряженности геомагнитного поля можно получить на основе долговременных режимных наблюдений. Для выбора глубины установки прибора проводятся исследования по стволу скважины. На основе полученных каротажных диаграмм и имеющейся геологической информации выбираются зоны, наиболее интересные для режимных наблюдений. К таким зонам можно отнести интервалы, где проявляются деформационные процессы, отмечаемые аномальными значениями одного или нескольких измеряемых геофизических полей.

Примеры исследований с аппаратурой МЭШ-42

На рис. 2 приведен пример исследования опорно-параметрической скважины «Онежская» (г. Кондопога), где на глубине 2940 м наблюдается контакт отложений каменной соли и гранитоидов, которые выделяются на диаграмме вертикальной составляющей геомагнитного поля (Z) повышением фоновых значений.

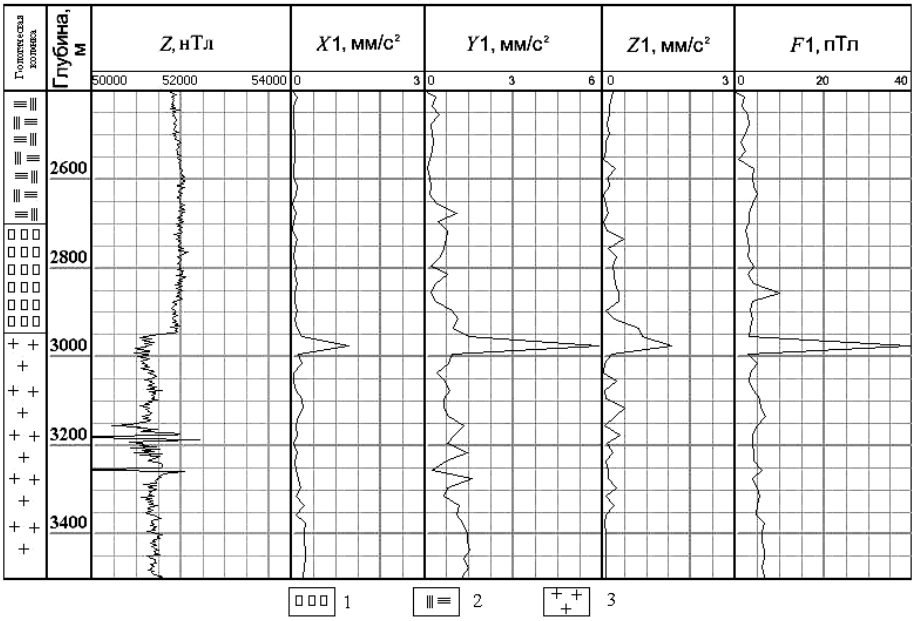


Рис. 2. Онежская скважина (по материалам ФГУП «Недра»):
1 – каменная соль; 2 – ангидриты; 3 – гранитоиды

Данный контакт представляет собой интервал нарушенных (трещиноватых) пород, различающихся прочностными свойствами и отмечается узкими интенсивными аномалиями составляющих ГАЭ (*X*1, *Y*1, *Z*1) и ЭМИ (*F*1) первого частотного диапазона. Расположенный выше контакт ангидритов и каменной соли не сопровождается нарушенностью пород и поэтому не выделяется аномалиями ГАЭ и ЭМИ.

На рис. 3 приведены изменения сигналов ГАЭ и ЭМИ за цикл измерений (20 с) на глубинах 2860 м (каменная соль), 2940 м (контакт пород) и 3020 м (гранитоиды). Резкие скачки амплитуд ГАЭ и ЭМИ за цикл наблюдений (почти на порядок) в течение 20 с на глубине 2940 м указывает на то, что источники эмиссии локализованы именно на контакте пород. Если бы интервал приема сигналов был существенно большим, то временные измерения были бы более плавными (Троянов и др., 2011).

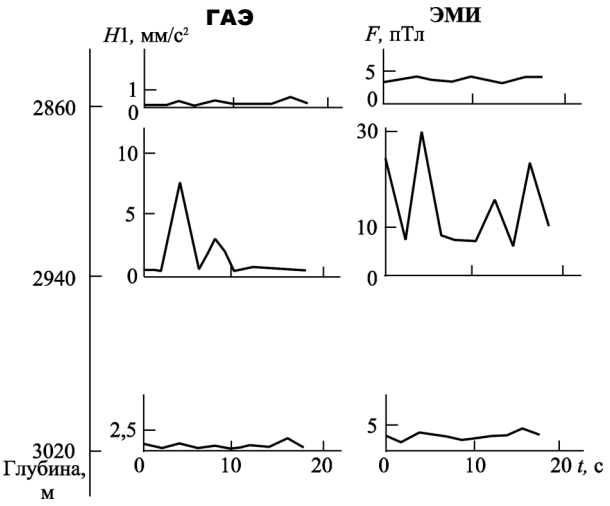


Рис. 3. Временная развертка сигналов ГАЭ и ЭМИ (скв. Онежская) за один цикл измерений в трех точках (2860, 2940, 3020 м)

В сентябре 2009 г. были выполнены измерения в экспериментальной скважине «Родыгино» на Камчатском геодинамическом полигоне. При проведении измерений по стволу скважины на глубине 790 м была зарегистрирована динамически активная зона, сопровождаемая аномалиями ГАЭ и ЭМИ. Такой же по величине уровень ЭМИ (до 35 пТл) был зафиксирован на контакте пород в скв. Онежская (см. рис. 3). На этой глубине и был установлен прибор для режимных наблюдений.

Измерялись следующие параметры: вертикальная (*Z*) и горизонтальная (*H*) составляющие напряженности геомагнитного поля, азимут горизонтальной составляющей (*A*), угол поворота корпуса скважинного прибора, электромагнитное излучение на частотах 45 (*F*1), 80 (*F*2) и 120 (*F*3) кГц, вертикальная (*Z*1, *Z*2, *Z*4) и горизонтальная (*H*1, *H*2, *H*4) составляющие геоакустической эмиссии в диапазонах 100–500, 500–5000 и 2500–5000 Гц, соответственно. Установившийся режим (по углу поворота корпуса скважинного прибора) с 13^{00} ч (GMT) 10 сентября – 304°40′. Местное время на момент

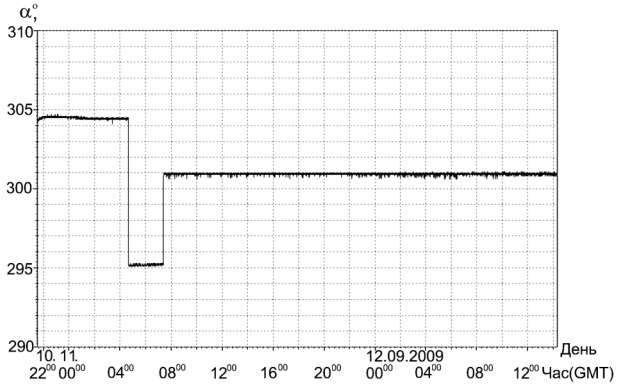


Рис. 4. Временные измерения в экспериментальной скважине «Родыгино» 10–12 сентября 2009 г. (α – угол поворота скважинного прибора)

записи GMT+11 ч.

11 сентября в 4^{45} ч произошел поворот корпуса скважинного прибора (угол α) с 305 до 295° (рис. 4) и обратный поворот в 7^{20} ч до 301° .

На рис. 5 представлено поведение кривых в момент поворота, которое фиксируется изменением уровня записи горизонтального акселерометра (*U*2). В этот же момент отмечаются локальные всплески акустических сигналов на всех частотах, а затем начинается бухтообразное изменение суточного хода высокочастотных компонент ГАЭ (*Z*2, *Z*4), а уровень низкочастотной компоненты (*Z*1) остается неизменным. С запозданием около полутора часов с момента поворота прибора фиксируется увеличение амплитуды колебаний электромагнитной эмиссии на частоте 80 кГц, изменение высокочастотной компоненты ЭМИ (*F*3) практически незаметно.

Поворот скважинного прибора, возможно, был вызван изменением газогидрохимических условий в скважине, что явилось откликом на изменение геодинамической обстановки в районе, что, в свою очередь, подтверждается аномалиями ГАЭ и ЭМИ. В последующие несколько суток записи значения импульсов ЭМИ и составляющих ГАЭ низкочастотного диапазона (*H*1, *Z*1) относительно стабильны.

Повторные измерения в этой же скважине были выполнены в 2010 г. с 12^{00} ч (GMT) 24 сентября до 24^{00} ч (GMT) 28 сен-

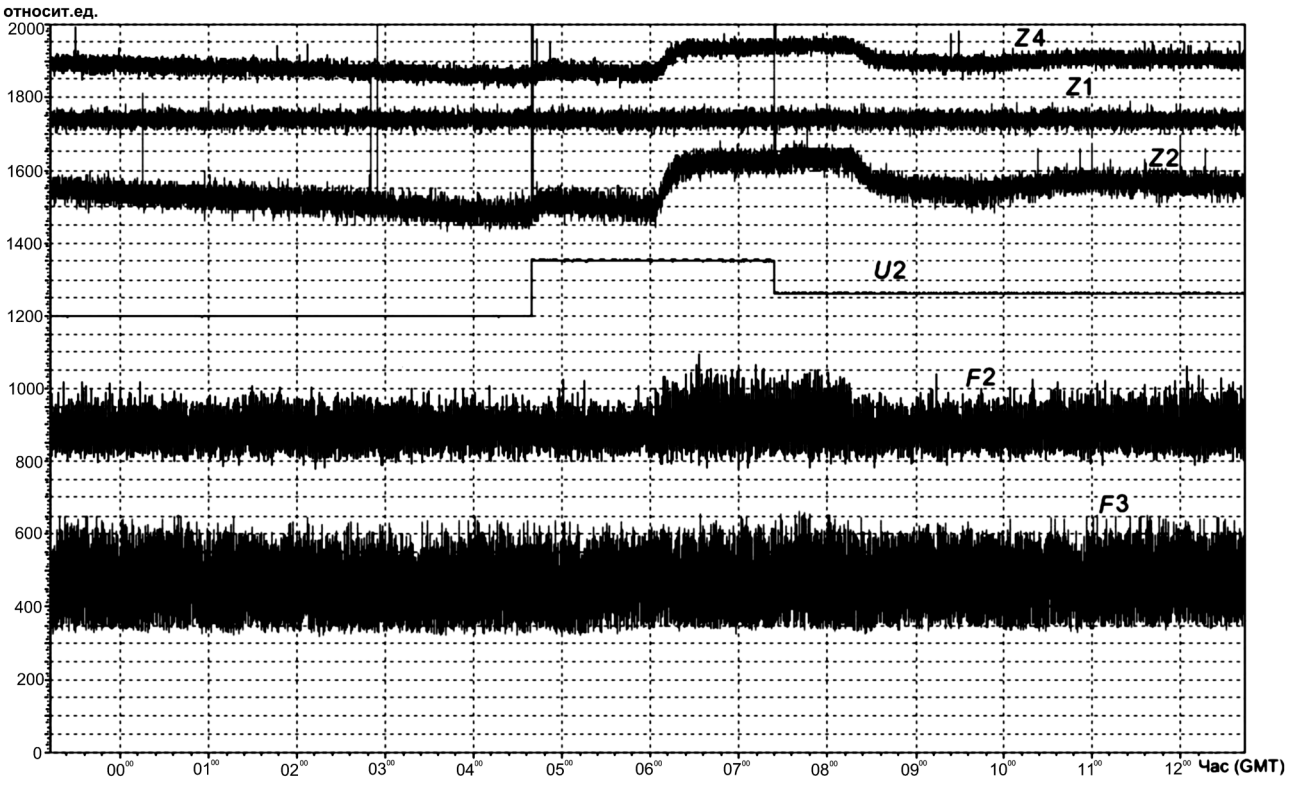


Рис. 5. Поведение кривых ГАЭ и ЭМИ в момент поворота скважинного прибора 11.09.09

Таблица. Сейсмические события в районе Камчатского полуострова

№ точки	Дата	Время	Глубина, км	Расстояние от точки наблюдений, км	Магнитуда
1	23.09.10	12:08:30	169	63	4,6
2	25.09.10	23:53:07	81	84	4,6
3	27.09.10	06:58:42	41	189	4,3
4	29.09.10	06:37:47	59	105	4,5

тября. В сентябре этого года в районе Камчатского полуострова произошло несколько сейсмических событий. Данные приведены в таблице.

При регистрации электромагнитного излучения на частоте 45 кГц (*F*1) никаких изменений не наблюдается (рис. 6).

Для электромагнитного излучения на частоте 120 кГц (*F*3) в период с начала наблюдений до 3^{00} ч (GMT) 25.09.10 отмечается уменьшение среднего уровня записи. Небольшое увеличение уровня записи наблюдается в 6^{00} ч (GMT) 25.09.10. В последующем уровень среднего фона остается практически постоянным, но увеличиваются амплитуда колебания. В это же время происходит увеличение среднего уровня записи электромагнитного излучения на частоте 80 кГц (*F*2) и, далее, до конца регистрации этот уровень постепенно уменьшается, но наблюдается появление импульсов разной амплитуды и длительности.

Наибольшая частота появления кратковременных всплесков отмечается перед сейсмическими событиями 25 и 27 сентября. Пачки импульсов с большой амплитудой и длительностью зафиксированы с 6^{00} до 24^{00} ч (GMT) 28.09.10.

Изменение среднего уровня записи электромагнитного излучения *F*2 и *F*3 в период 24–25 сентября, возможно, связано с откликом на сейсмическое события 23 сентября, прошедшего в непосред-

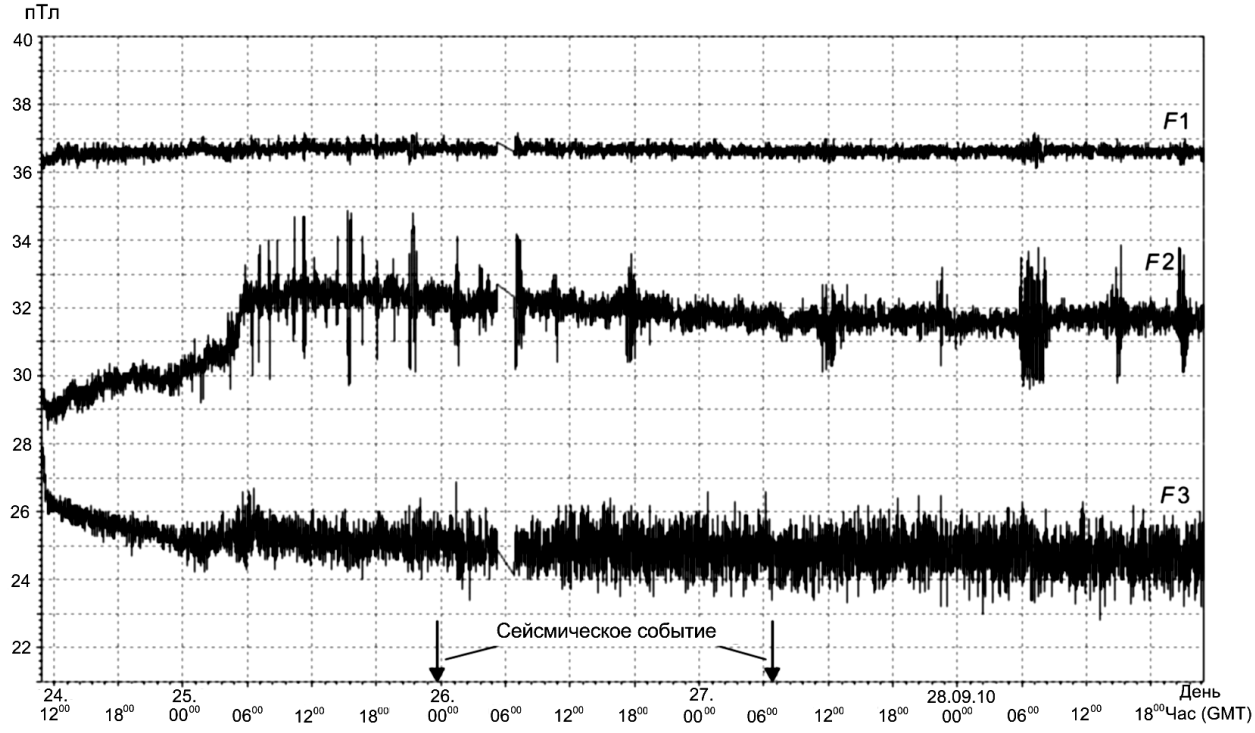


Рис. 6. Временные измерения электромагнитной эмиссии в экспериментальной скважине «Родыгино» 24–28 сентября 2010 г.

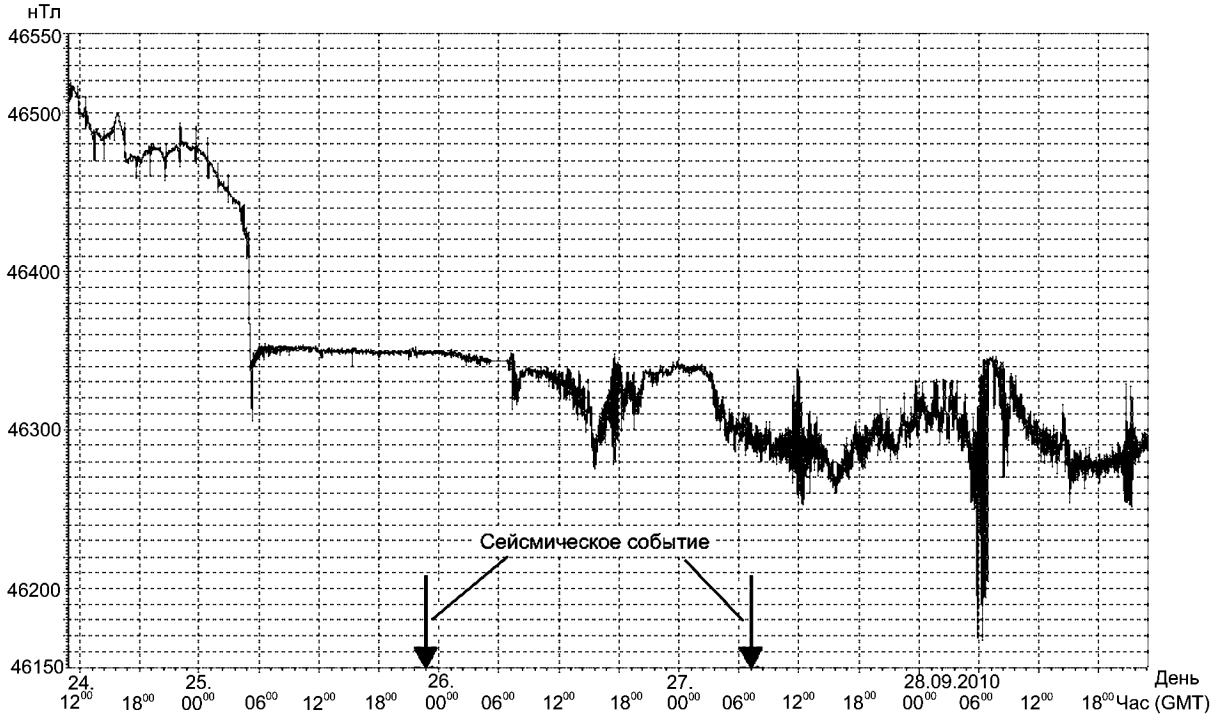


Рис. 7. Временные измерения вертикальной составляющей (*Z*) геомагнитного поля в экспериментальной скважине «Родыгино» 24–28 сентября 2010 г.

ственной близости к пункту наблюдения.

Аналогичные явления отмечались и ранее при регистрации электромагнитного излучения в различных частотных диапазонах на Камчатке и других регионах (Гохберг и др., 1988; Гаврилов, Богомолов, 2007), а также при технологических взрывах и горных ударах (Беспалко, Яворович, 2009).

Временная диаграмма вертикальной составляющей геомагнитного поля (рис. 7) хорошо коррелируется с сигналами ЭМИ на частоте 80 кГц (*F*2). В тот же момент, когда резко повышается уровень кривой *F*2 (с 04 до 05 ч 25 сентября), на диаграмме *Z*, напротив, наблюдается резкое снижение уровня сигнала. Последующим затем сейсмическим событиям 25 и 27 сентября предшествуют интервалы покоя на диаграмме *Z* и короткопериодных пульсаций – на диаграмме *F*2 (см. рис. 6).

Пульсации сигналов *F*2 с большими периодами, которые наблюдаются в 7^{00} и 18^{00} ч (GMT) 26 сентября; в 12^{00} и 23^{00} ч (GMT) 27 сентября; в 6^{00}, 14^{00} и 21^{00} ч (GMT) 28 сентября, хорошо коррелируются с вариациями геомагнитного поля.

Заключение

Таким образом, при изучении геодинамического состояния горных пород в скважинах комплексирование методов измерения магнитных и акустических параметров позволяет получать дополнительную информацию о деформационных процессах, происходящих в районе исследования, и более уверенно производить расчленение геологического разреза по прочностным свойствам.

Анализ данных, полученных при режимных наблюдениях с комплексным прибором МЭШ-42, позволяет выделить наиболее информативные параметры для мониторинга напряженно-деформированного состояния горных пород. К ним относятся акустические сигналы на частотах выше 500 Гц, сигналы электромагнитной эмиссии на частоте 80 кГц и вариации геомагнитного поля.

Работа выполнена в рамках инициативного проекта № 12-У-5-1044.

Литература

Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А. Комплексная магнитометрическая аппаратура для исследования сверхглубоких и разведочных скважин. Екатеринбург:

УрО РАН, 2012. 120 с.

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

Беспалько А.А., Яворович Л.В. Физическое моделирование механоэлектрических преобразований в образцах горных пород // Электромагнитная эмиссия геосфер: Межд. научная конф. Становление и развитие научных исследований в высшей школе, посвященная 100-летию со дня рождения проф. А.А. Воробьёва. Томск, 2009. С. 306–313.

Гаврилов В.А., Богомолов Л.М. К вопросу о влиянии электромагнитных полей естественного происхождения на уровень геоакустической эмиссии // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России: Тр. рег. научно-техн. конф. Т. 1. Петропавловск-Камчатский, 2008. С. 59–63.

Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Герасимович Е.А., Матвеев И.В. Оперативные электромагнитные предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985. 116 с.

Пат. 2123711 (РФ). Устройство для измерения геоакустических шумов в скважине / Ю.Г. Астраханцев, А.К. Троянов, 1998.

Пат. 2173778 (РФ). Способ обнаружения зон трещиноватости пород в скважинах / Ю.Г. Астраханцев, А.К. Троянов, 1999.

Пат. 2445653 (РФ). Устройство для проведения геоакустического каротажа / Ю.Г. Астраханцев, А.К. Троянов, 2012.

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

УДК 550.8:553.08:53/54

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МИКРОВОЛНОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ХРОМИТОВЫХ РУД

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

Аннотация. Приведены основные особенности взаимодействия микроволнового излучения с различными диэлектриками. Установлена связь между минеральным составом хромитовой руды и эффективностью его взаимодействия (температурой нагрева) с микроволновым излучением. Результаты сопоставлены с данными электрического сопротивления, полученного при постоянном и переменном напряжении.

Микроволновое излучение, температура нагрева, диэлектрик, хромитовая руда, электрическое сопротивление.

FIRST RESULTS OF THE USE OF MICROWAVE RADIATION TO STUDY CHROMITE ORE

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

Abstract. The main features of the interaction of microwaves with different dielectrics. The connection between the mineral composition of chromite ore and efficiency of its interaction (heating temperature) with the microwave radiation. The results were compared with those of the electric resistance obtained by direct and alternating voltage.

Microwave radiation, heating temperature, dielectric, chromite ore, electrical resistance.

Введение

Микроволновым излучением принято называть неионизирующее электромагнитное излучение с частотой от 300 МГц до 300 ГГц. Микроволновое излучение вызывает движение молекул за счет перемещения ионов и вращения диполей, но не приводит к изменению в структуре молекул (Пробоподготовка…, 1991; Бердоносов, 2001).

Взаимодействие микроволнового излучения с веществом может сопровождаться его отражением, поглощением и прохождением через объем образца без ослабления. По характеру взаимодействия с микроволновым излучением материалы можно разделить на три группы. Проводники, гладкая поверхность которых полностью отражает микроволновое излучение. При этом металл не нагревается, так как потерь энергии в его объеме практически нет. На использовании такого излучения и его отражательной способности основана работа радаров. Диэлектрики, пропускающие микроволновое излучение через свой объем практически без изменений (таковыми являются, например, полиэтилен, плавленый кварц, фарфор и др.). Наконец, диэлектрики, при прохождении через объем которых происходит поглощение микроволнового излучения, сопровождающееся, в частности, разогревом образцов. Такими диэлектриками является большинство минералов и горных пород.

При наложении микроволнового поля движение диполей (полярных молекул или иных обособленных групп атомов) приобретает определенную ориентацию, связанную с характером налагаемого поля. «Когда интенсивность поля уменьшается, возникшая ориентация исчезает и хаотичность вращательного (и колебательного) движения молекул восстанавливается, при этом выделяется тепловая энергия. При частоте 2,45 ГГц ориентация диполей молекул и их разупорядочение может происходить несколько миллиардов раз в одну секунду, что и приводит к быстрому разогреву образца» (Бердоносов, 2001, с. 33). Микроволновая обработка имеет целый ряд преимуществ перед обычными методами нагревания конденсированных сред (твердых тел и жидкостей): быстрота, низкая инерционность нагревания, отсутствие контакта «нагреваемое тело – нагреватель», равномерность нагревания образца по всему объему, возможность избирательного нагревания компонентов смеси вещества. Благодаря этим особенностям микроволновое излучение представляет большие

возможности для применения в горном деле (Ванецев и др., 2005; Рахманкулов др., 2008а; 2008б и др.).

Известны способы сортировки руд, например (Пат. 2102162; 2324549), основанные на нагревании микроволновым излучением и сепарации их по результатам измерения температуры. При этом установлено, что степень разогрева тем выше, чем выше уровень межповерхностной поляризации, вызванной движением свободных носителей заряда на «дефектных» участках пониженной проводимости: межкристаллитных прослойках, микротрещинах, флуктуациях химического состава. То есть, чем больше неоднородность горной породы, тем выше ее влияние на нагрев (Пат. 2102162).

В настоящее время теория взаимодействия микроволнового излучения с диэлектриками пока еще не достигла такой степени развития, которая позволила бы заранее предсказать, будет или нет наблюдаться заметное поглощение поля диэлектриком. Поэтому необходимы обширные исследования по изучению воздействия микроволнового излучения на различные среды.

Цель настоящей работы: выявить связь между химическим (минеральным) составом хромитовой руды и эффективностью его взаимодействия (в частности, температуры нагревания) с микроволновым излучением для получения оперативного способа оценки качества руды.

Методика исследований и образцы

Всего исследовано семь образцов хромитовой руды с различным содержанием хромшпинелидов. Для трех образцов, приведенных в таблице, даны химический анализ и результаты дериватографии, а для образцов К-1 и АК-11 еще и плотность, и коэффициенты теплопроводности. В четырех образцах (4–7) содержание хромшпинелидов оценено визуально: в каждом из них оно больше, чем в образце АК-11 и меньше, чем в образце К-1. Исследованные образцы различны по минеральному составу, количеству и содержанию примесей, содержанию влаги, пористости. Образец К-1 – массивная высокохромистая магнезиальная руда слабо метаморфизована, с содержанием серпентина 3,5 %, плотность 4,15 г/см^3; образец АК-11 – вкрапленная руда с содержанием серпентина 42 %, гидроокислов железа, хлорита, карбонатов, опала, брусита; трещиноватая, плотность 2,85 г/см^3.

Образцы хромитовой руды вырезали в форме кубика с ребром 0,15 м, нагревали в бытовой микроволновой печи, мощность на прогрев 450 Вт, время прогрева 5 мин. Время нагрева выбирали, опираясь на экспериментальные данные работы (Ванецев и др., 2005). После нагревания снимали в течение некоторого времени температур-

Таблица. Результаты анализов исследованных образцов

№ п.п.	Параметры	Номер образца						
		К-1	И-1	АК-11	4	5	6	7
1	Потери при прокаливании по данным дериватографии, %	1.64	3,65	6,03				
2	Cr_2O_3, %	52,7	34,7	29,5				
3	$\Sigma(FeO+Fe_2O_3)$, %	13,9	17,2	11,0				
4	$\Sigma(SiO_2+Al_2O_3+MgO)$, %	28,0	42,8	51,1				
5	σ, г/см^3	4,15		2,85				
6	λ, Вт/(м·К)	2,30		1,62				
7	*a*, 10^{-2} см^2/с	0,78		0,71				
8	Максимальная температура нагрева, ºС	49,1	78,5	138,3	60,3	73,2	120,7	127,0

ную кривую, пока температура образца не достигала 25 ºС. Температура образцов до прогрева – 20 ºС.

Температурные исследования выполнил А.П. Хейнсон (Институт геофизики УрО РАН). Теплофизические параметры (теплопроводность λ и температуропроводность *a*) дубликатов образцов К-1 и АК -11 определил Ю.А. Попов (Московская государственная геологоразведочная академия). Кубики для исследований электрических, теплофизических параметров и параметров микроволнового нагрева вырезаны из одного штуфа каждого образца.

Результаты и их обсуждение

Рассматривая полученные результаты, выделим два момента.

Во-первых, при одинаковых условиях эксперимента образцы нагреваются до разных температур. Наименьшую температуру нагрева приобретает образец К-1 (49,1 ºС) с наибольшим содержанием хромшпинелидов (оксида хрома 52,7 %), наибольшую – образец АК-11 (138,3 ºС) с наименьшим (оксида хрома 29,5 %). Температуры нагрева остальных образцов находятся в этом диапазоне.

Во-вторых, спад приобретенной температуры идет по одному закону: T(К-1)= =55,9–7,4lgt, R^2=0,96; T(И-1)=94,3–15,6lgt, R^2=0,98; T(АК-11)=161,3–31,4lgt, R^2=0,99.

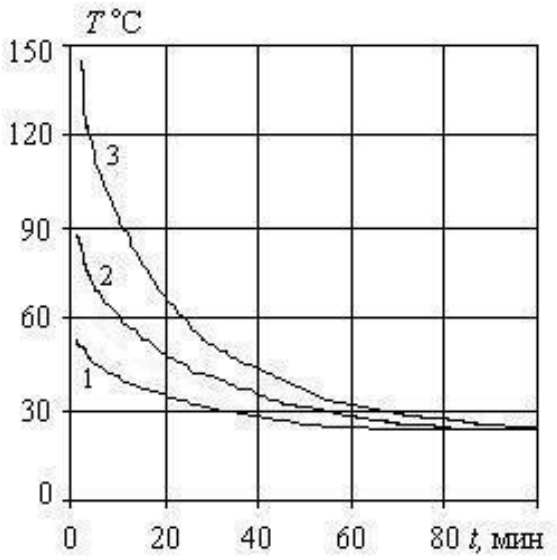


Рис. 1. Кривые спада температуры образцов: 1 – К-1; 2 – И-1; 3 – АК-11

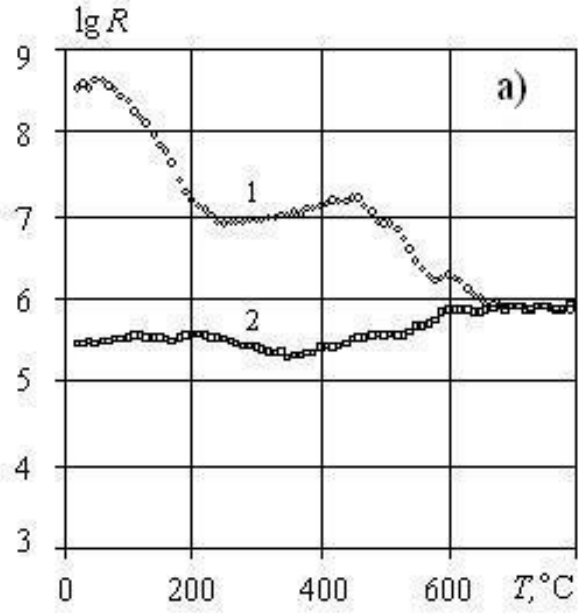


Рис. 2а. Температурные зависимости электрического сопротивления при постоянном (кривые 1) напряжении и активного сопротивления (кривые 2) при переменном напряжении образца АК-11 хромитовой руды

Здесь: T – температура образца в градусах Цельсия; t – время, мин.

Кривые спада температуры образцов приведены на рис. 1. Время остывания до температуры 25 ºС составило для образцов: К-1 – 48; И-1 – 73; АК-11 – 105 мин.

Сопоставим результаты микроволнового облучения и температурных кривых электрического сопротивления образцов К-1, АК-11.

На рис. 2а и 2б приведены температурные зависимости электрического сопротивления при постоянном (кривые 1) напряжении и активного сопротивления (кривые 2) при переменном напряжении образцов хромитовой руды.

При нормальной температуре (20 ºС) наблюдается большое различие сопротивлений на постоянном и переменном токе. Различие сопротивлений обусловлено влиянием сложных поляризационных процессов, проявляющихся на постоянном токе. По мере нагревания образцов различие уменьшается и при достижении некоторой температуры (для разных образцов разной) становится одинаковым. Значение этой

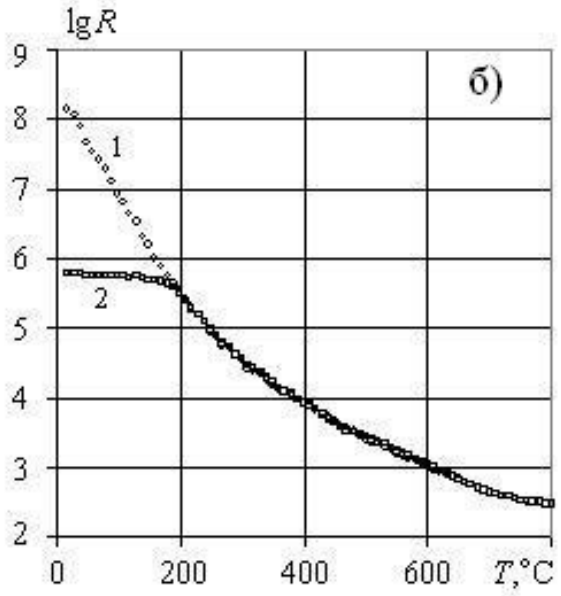


Рис. 2б. Температурные зависимости электрического сопротивления при постоянном (кривые 1) напряжении и активного сопротивления (кривые 2) при переменном напряжении образца К-1 хромитовой руды

температуры определяется степенью неоднородности образца, количеством и видом минеральных включений, структурными дефектами, влажностью и другими факторами, что вносят существенный вклад в процесс поляризации (Бахтерев, 2008; Успенская, 1985). Различие в значениях сопротивления на постоянном и переменном токе для образца А-11 (см. рис. 2а, вкрапленная руда) сохраняется до более высоких температур (650 ºС), в то время как для образца К-1 (см. рис. 2б, массивная руда) уже при температуре 200 ºС сопротивление становится одинаковым. Это свидетельствует о том, что поляризационные процессы в большей мере присущи вкрапленным рудам.

Результаты взаимодействия хромитовой руды с микроволновым облучением (температурой нагрева) не противоречат данным ее высокотемпературной электропроводности. Проявляется это в том, что характер исследуемой среды, с одной стороны, определяет температуру нагрева при микроволновом облучении, с другой – определяет величину и различие в электрическом сопротивлении, полученном при постоянном и переменном напряжении.

Заключение

Исследованы образцы хромитовой руды различного минерального состава. Выявлена связь между качеством руды и температурой нагрева образцов при облучении микроволнами. Так как мы не имели данных о минеральном и химическом составе (кроме образцов К-1, И-1, АК-11), а также, учитывая ограниченное число исследованных образцов, то приведенные результаты позволяют говорить лишь о принципиальной возможности использовать полученную дополнительную информацию для оперативной оценки качества хромитовой руды по содержанию в ней хромшпинелидов (оксида хрома).

Литература

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

Бердоносов С.С. Микроволновая химия // Соросовский образовательный журнал. 2001. Т. 7. № 1. С. 32–38.

Ванецев А.С., Макшина Е.В., Олейников Н.Н., Третьяков Ю.Д., Романовский Б.В. Микроволновый синтез кобальтитов лантана-стронция и исследование их каталитической активности // ДАН. 2005. Т. 405. № 2. С. 204–207.

Пат. 2102162 (РФ). Способ сортировки штуфов золотосодержащих руд / А.В. Канцель, Б.М. Сельцов, Ю.А. Голубев, В.В. Канцель, С.А. Мазуркевич, Н.И. Кучерский, Е.А. Толстов, А.П. Мазуркевич, С.Б. Иноземцев, В.А. Щепетков, 1996.

Пат. № 2324549 (РФ). Микроволновый способ разделения руд / Г.Н. Гольцман, А.Л. Дзарданов, В.В. Тихонов, А.П. Мельников, И.И. Кацер, В.И. Какорин, О.Н. Полякова, 2006.

Пробоподготовка в микроволновых печах. Теория и практика / Под ред. Г.М. Кингстона, Л.Б. Джесси; Пер. с англ. М.: Мир, 1991. 336 с.

Рахманкулов Д.Л., Шавшукова С.Ю., Вихарева И.Н., Чанышев Р.Р. Применение микроволнового излучения для извлечения металлов из промышленных отходов // Башкирский химический журнал. 2008а. Т. 15. № 2. С. 53–56.

Рахманкулов Д.Л., Шавшукова С.Ю., Вихарева И.Н., Чанышев Р.Р. Опыт применения энергии микроволн в горном деле // Башкирский химический журнал. 2008б. Т. 15. № 2. С. 114–118.

Успенская А.Б. Температурные зависимости удельного электрического сопротивления жильного кварца околорудных месторождений // Новые данные о минералах / Отв. ред. Г.П. Барсанов. М.: Наука, 1985. Вып. 32. С. 146–154.

УДК 620.179

ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ СТРУКТУРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК РАЗРУШАЮЩИХСЯ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ РАДОНОВОГО МОНИТОРИНГА

Беликов В.Т., Козлова И.А., Рывкин Д.Г., Уткин В.И., Юрков А.К. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Проведены наблюдения вариаций объемной активности радона при одноосном нагружении образцов горных пород, вплоть до их разрушения. Разработана физическая модель, объясняющая механизмы выделения радона по мере увеличения внешней нагрузки. Предложены количественные методы оценки относительного изменения открытой пористости и удельной внутренней поверхности горной породы к моменту разрушения образца.

Образцы горной породы, разрушение, радоновый мониторинг, открытая пористость, удельная внутренняя поверхность.

ESTIMATION OF CHANGES IN STRUCTURAL CHARACTERISTICS DESTROYS ROCK SAMPLES ACCORDING RADON MONITORING

Belikov V.T., Kozlova I.A., Ryvkin D.G., Outkin V.I., Yurkov A.K. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. We observed the variations of radon activity concentration in the uniaxial loading of rock samples, including their destruction. A model to explain the mechanisms of radon emission with increasing external load was developed. We proposed the quantitative method of evaluation the changes of the open porosity and specific internal surface of the rock after destruction of the sample relative to them initial values.

Rock samples, destruction, radon monitoring, open porosity, specific inner surface.

Введение

Анализ данных радонового мониторинга, а также количественные оценки показывают, что наблюдающиеся высокоамплитудные аномалии концентрации радона связаны с деструктивными процессами в геосреде (Гидро-геохимические…, 1985; Булашевич и др., 1996; Беликов, Шестаков, 1997). Количественная физическая модель для описания механизма их образования была рассмотрена в работах (Беликов, Шестаков, 1997; 2007; Беликов, Рывкин, 2011). Она базировалась на предположении о том, что причиной появления таких аномалий является вскрытие недоступных до разрушения пор и трещин, в процессе которого радон попадает в сообщающееся трещиновато-пористое пространство, из которого берутся пробы газа на анализ. На основе предложенной модели были разработаны алгоритмы количественной интерпретации экспериментальных данных по вариациям концентрации радона, что дало возможность изучать относительные временные изменения открытой пористости и удельной внутренней поверхности (УВП) разрушающейся горной породы, а также определять пространственно-временные характеристики очага разрушения (Беликов, Шестаков, 2007; Беликов, Рывкин, 2011; 2012).

Для изучения процессов эманации радона при разрушении образцов горных пород, а также уточнения некоторых положений разработанной модели образования радоновых аномалий были проведены лабораторные эксперименты. При этом в отличие от подобного рода работ (Bergelt, Militzer, Stolz, 1986), главное внимание было уделено количественной интерпретации полученных результатов. Таким образом, цель исследований состояла в том, чтобы не только изучить механизмы выделения радона из образца по мере увеличения внешней нагрузки, но и оценить величину изменения структурно-петрофизических характеристик горной породы в процессе разрушения.

Результаты экспериментов и их интерпретация

Для проведения экспериментов был использован гидравлический пресс, создающий максимальное усилие 500 кг/см^2. Отобранные образцы, которые имели цилиндрическую форму (диаметр 0,04–0,06 м, высота 0,08–0,1 м), а по минералогическому составу представляли собой эффузивные породы – аналоги гранитов и диоритов с пористостью 3–8 %, подвергались одноосному сжатию, вплоть до разрушения. Выбранная схема их нагружения не вносила существенных осложнений при измерении объемной активности радона (ОАР).

Лабораторная установка, схема которой приведена на рис. 1, состояла из герметичного устройства сильфонного типа, позволяющего реализовать циркуляционную схему измерения ОАР, а также производить смену образцов. В качестве регистратора использовался AlphaGUARD PQ200 PRO. Циркуляция воздуха в установке осуществлялась насосом из комплекта данного прибора. Внешняя нагрузка, приложенная к образцу, в соответствии с особенностями используемого пресса увеличивалась ступенчатым образом. Величина интервалов ее изменения определялась исходя из предела прочности горной породы, полученного в холостом опыте с образцом той же породы из того же интервала глубин. Обычно нагрузка увеличивалась до разрушающей 2–3 раза. После каждого ее увеличения непрерывные измерения ОАР продолжались в течение 1–2 суток, а после разрушения образца – в течение 3–4 суток. Процессы трещинообразования контролировались наблюдениями сигналов акустической эмиссии (АЭ). Для этого использовался двухканальный регистратор динамической активности, датчики которого располагались на испытываемом образце и станине гидравлического пресса.

Временной фрагмент результатов наблюдений ОАР для одного из образцов (данные измерений с интервалом 10 минут, усредненные в скользящем часовом окне) приведен на рис. 2.

Из представленного графика видно, что после разрушения образца в 10 ч 40 мин 26.10.2011 г. происходит скачок ОАР в измерительной камере. В дальнейшем ОАР пульсирует с тенденцией к ее уменьшению. Объяснить такой характер изменения ОАР можно следующим образом (Беликов и др., 2013). После приложения нагрузки, в образце горной породы начинаются процессы трещинообразования. В ходе их развития сначала возникают микроскопические трещины, которые затем, в результате роста и слияния образуют трещины макроскопических размеров. Последние при слиянии формируют магистральную трещину, разделяющую образец на части (Регель, Слуцкер, Томашевский, 1974).

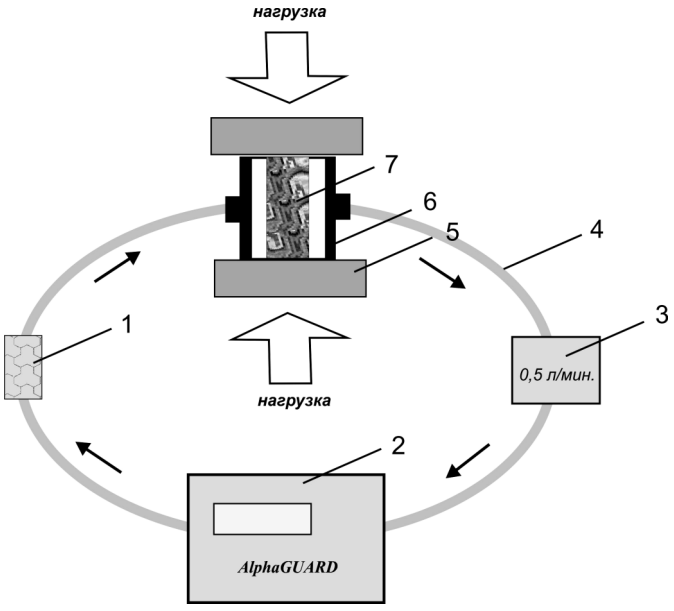


Рис. 1. Схема лабораторной установки для измерений объемной активности радона в циркуляционном режиме: 1 – фильтр; 2 – радиометр радона AlphaGUARD; 3 – насос; 4 – соединительные шланги; 5 – пресс ZARZAD SPRETU NK18; 6 – камера для образцов; 7 – образец керна

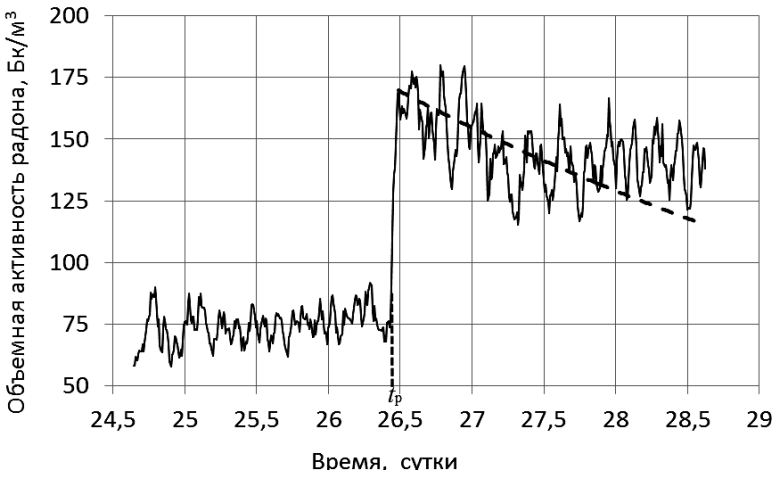


Рис. 2. Фрагмент временных изменений ОАР при разрушении образца горной породы. Пунктир – изменение ОАР, которое наблюдалось бы в соответствии с законом естественного распада, $t_р$=26,44 суток – момент разделения образца на части; время отсчитывается от 0 часов 1 октября 2011 года

Говоря о перераспределении радона в породе, необходимо отметить, что в процессе разрушения будут образовываться участки (области) проницаемого или открытого трещиновато-пористого пространства (ТПП), так называемые открытые поры (Беликов, Рывкин, 2011), сообщающиеся с указанными макроскопическими трещинами. В этих областях в ТПП будет поступать радон из изолированных до разрушения отдельных пор и трещин. В результате концентрация его в проницаемом ТПП станет повышенной по сравнению с той, которая была до начала процессов разрушения. После образования макроскопических трещин давление в них в течение некоторого промежутка времени будет меньше, чем в проницаемом пространстве указанных областей. Под действием возникшего градиента давления в направлении этих трещин будет происходить конвективное движение газообразного флюида вместе с содержащимся в нем радоном.

Таким образом, макроскопические трещины будут аккумулировать радон из горной породы посредством конвективного сбора по проницаемым участкам ТПП. В результате количество радона в макроскопических трещинах существенно возрастет. После разрушения образца, он практически сразу же попадает в камеру регистрации и появляется скачок ОАР, наблюдающийся в эксперименте (см. рис. 2). Характер вариаций ОАР в камере регистрации перед разделением образца на части определяется тем, что проницаемые зоны ТПП выходят и на его поверхность. Участок кривой после скачка ОАР описывает ее изменение в измерительной установке в процессе циркуляции. Обращает на себя внимание тот факт, что после выброса радона концентрация его уменьшается не столь резко, как должно быть в соответствии с законом естественного распада (пунктир на рис. 2). Объяснить это можно, по-видимому, тем, что продолжается подвод радона по проницаемым зонам к поверхностям скола частей разрушенного образца. В соответствии с данными, проведенных экспериментов, величина зарегистрированной аномалии ОАР выше фонового значения более, чем в два раза. С другой стороны, необходимо отметить, что в природных условиях нередко наблюдаются аномалии с амплитудой, превышающей фон на порядок и более (Trique et al., 1999). Такое отличие можно объяснить, по-видимому, тем, что содержание радиогенного газа в изолированных порах данного образца горной породы относительно невелико. Кроме того, необходимо учесть, что область сбора радона в лабораторных условиях мала по сравнению с той, которая существует в природе (Беликов, Шестаков, 2007).

Перед проведением расчетов с целью изучения изменений открытой пористости и УВП при разрушении образца горной породы, обратим внимание на следующее важное обстоятельство.

Как показывают представленные на рис. 2 данные, в условиях лабораторных

экспериментов (по крайней мере, с образцами данного вещественного состава и выбранной скоростью увеличения нагрузки) не удается получить временную развертку радоновой аномалии с регистрацией участков роста и падения концентрации, как при радоновом мониторинге в естественных условиях (Булашевич и др., 1996; Trique et al., 1999). В такой ситуации мы не имеем возможности изучать временные относительные изменения открытой пористости и УВП в процессе разрушения, как при количественной интерпретации высокоамплитудных радоновых аномалий, зарегистрированных при наблюдениях в горных массивах (Беликов, Рывкин, 2011; 2012). Результаты проведенных экспериментов позволяют лишь оценить величину относительного изменения указанных параметров за период времени от начала процессов разрушения до момента разделения образца на части. С учетом соотношений, полученных в работе (Беликов, Рывкин; 2011), уравнение, описывающее баланс радона в момент разрушения образца, можно представить в виде

$$\frac{P(t_{\text{р}})}{P_0} = \frac{a\gamma\tau}{\gamma\tau+1}\left[\exp(\gamma\Delta t) - \exp\left(-\frac{\Delta t}{\tau}\right)\right] + \frac{\exp(\upsilon\Delta t) + \upsilon\exp(-\Delta t/\tau)}{\upsilon\tau+1}, \quad (1)$$

где $P(t_{\text{р}})$ – количество радона, зарегистрированное в измерительной камере в момент времени $t=t_{\text{р}}$, когда происходит разделение образца на части; P_0 – его количество в момент начала процессов разрушения при $t=t_0$; γ и υ – средние за промежуток времени $\Delta t=t_{\text{р}}-t_0$ скорости относительного изменения открытой пористости и УВП (Беликов, Рывкин, 2011); τ – среднее время жизни атомов радона; $a = \frac{C_0}{C_{\text{ф}}}\varphi^0_{от} = \frac{A_0}{A_{\text{ф}}}\varphi^0_{от}$, где C_0 и $C_{\text{ф}}$ – осредненная равновесная концентрация радона в изолированных (до разрушения) порах и его фоновая концентрация в открытом пористом пространстве, соответственно (Беликов, Рывкин, 2011); A_0 – экспериментальное значение ОАР в образце до разрушения; $A_{\text{ф}}$ – фоновая ОАР в открытых порах; $\varphi^0_{от}$ – величина открытой пористости при $t=t_0$. Характер изменения открытой пористости $\Phi_{от}$ и УВП Ω открытого пористого пространства, в соответствии с работой (Беликов, Рывкин, 2011), описывается соотношениями

$$\varphi_{от} = \varphi^0_{от}\exp(\gamma\Delta t);\ \Omega = \Omega_0\exp(\upsilon\Delta t), \quad (2)$$

где Ω_0 – значение УВП в момент времени t_0.

Следует отметить, что скорость относительного изменения открытой пористости γ всегда положительна, в то время как скорость относительного изменения УВП υ, когда в процессе разрушения происходит укрупнение и слияние трещин, может быть и меньше нуля (Беликов, Шестаков, 1997; 2008; Беликов, Рывкин, 2011).

В уравнении (1) две неизвестные величины γ и υ. Приведенное к виду $F(\gamma, \upsilon)=0$, соотношение (1) можно рассматривать как неявную функцию, определяющую взаимную зависимость скоростей изменения открытой пористости γ и УВП υ. Используя указанное представление, можно показать, что $\partial\gamma/\partial\tau = -(\partial F/\partial\upsilon)/(\partial F/\partial\gamma) < 0$ при $\gamma > 0$ и всех значениях υ, включая отрицательные. Поэтому зависимость $\gamma(\upsilon)$, определяемая уравнением (1), всегда взаимно однозначная. Это означает, что, задавая значение одной из величин γ или υ, из соотношения (1) можно однозначно определить другую. Для изучения особенностей изменения какой-либо из них в зависимости от значения другой, а также характера соответствующих вариаций $\Phi_{от}$ и Ω были проведены расчеты, основанные на решении трансцендентного уравнения (1) при значениях параметров $P(t_{\text{р}})$, P_0, a, Δt, соответствующих экспериментальным.

Исходные данные были следующими: $P(t_{\text{р}})/P_0 = 2{,}05$; $\tau = 5{,}52$ сут, $t_0 = 19{,}30$ сут, $t_{\text{р}} = 26{,}44$ сут, $\varphi^0_{от} = 0{,}04$, $a = 277{,}2$. Значение t_0, связанное с появлением сигналов АЭ, выбиралось таким образом, чтобы в этот момент времени нагрузка составляла 75 % от той, при которой произошло разрушение образца (Баранов, 1990). При вычислении частного $P(t_{\text{р}})/P_0$ мы считали, что оно

совпадает с отношением средних ОАР, соответственно после и до разрушения образца. Первую величину мы получали усреднением по временному интервалу $0{,}1\tau$, вторую – за промежуток времени Δt.

Результаты расчетов по определению γ и υ, а также возможные (для рассматриваемого образца) варианты относительных изменений открытой пористости и УВП, приведены в таблице.

Представленные в ней данные показывают, что малым (по отношению к верхнему пределу) значениям γ соответствуют незначительные относительные изменения открытой пористости. При этом υ принимает большие положительные значения и УВП растет. В этом случае процессы разрушения в образце находятся на начальной стадии, когда происходит зарождение новых и рост уже существующих трещин. Этап их слияния еще не наступил. Если значения величины γ близки к верхней границе ее изменения, то, как видно из таблицы, υ принимает большие по модулю отрицательные значения и УВП уменьшается. Это означает, что процессы разрушения в образце вступили в стадию укрупнения трещин, что и приводит к падению УВП. Необходимо отметить также, что, за исключением случая, когда υ близко к нулю, вариации открытой пористости менее значительны, чем изменение УВП. Аналогичная ситуация наблюдается и по результатам интерпретации данных радонового мониторинга в естественных условиях (Беликов, Рывкин, 2011; 2012).

Чтобы определить каждую из величин γ и υ в отдельности, к уравнению (1) необходимо присоединить соотношение, описывающее связь между ними. Для этого следует выбрать модель среды. Предположим, что по отношению к структуре испытуемого образца горной породы применимы допущения, лежащие в основе модели Терцаги, согласно которой, среда представляет собой хаотичную упаковку одинаковых сферических частиц (Терцаги, 1933). Используя явный вид выражений, определяющих γ и υ (Беликов, Шестаков, 1997; 2008; Беликов, Рывкин, 2011), а также полагая, что общая пористость горной породы приблизительно равна ее открытой пористости, можно получить оценку $\upsilon/\gamma \approx \varphi_0 k/\Omega$, где k – средняя по поверхности пор и трещин кривизна. Учитывая, что в соответствии с принятой моделью $\Omega = 3(1-\varphi_0)/r$, а средняя кривизна $k \approx 1/r$, где r – радиус сферической частицы, получим $\upsilon \approx \varphi_0\gamma/[3(1-\varphi_0)] = 0{,}014\gamma$. Подставляя υ в (1), приходим к результату: $\gamma = 9{,}44\times10^{-4}$ сут$^{-1}$, $\upsilon = 0{,}13\times10^{-4}$ сут$^{-1}$. И, наконец, используя (2), получим, что $\varphi_{om}/\varphi_0 = 1{,}0068$; $\Omega/\Omega_0 = 1{,}0001$.

Отсюда следует, что если для образца горной породы применима модель Терцаги, рост концентрации радона в проницаемом ТПП в процессе разрушения обусловлен, в основном, увеличением открытой пористости. УВП, при этом, меняется незначительно. Это может быть связано с тем, что в данном случае поддерживается баланс между увеличением УВП на начальной стадии развития процессов разрушения и ее падением на этапе укрупнения и слияния трещин. Не исключено также, что рост поверхности, разделяющей открытые поры и скелет горной породы на одних участках, компенсируется ее уменьшением на других.

Таблица. Относительные изменения структурных характеристик разрушения образца

$\gamma\cdot10^4$, сут$^{-1}$	2	5	8	11	14	15,5
υ, сут$^{-1}$	0,165	0,114	0,045	-0,066	-0,338	-1,284
φ_{om}/φ_0	1,0014	1,0036	1,0057	1,0079	1,0100	1,0111
Ω/Ω_0	3,237	2,264	1,379	0,622	0,090	0,000

Заключение

В процессе разрушения горных пород происходит перераспределение радона между сообщающимися и изолированными до разрушения порами, а также скелетом горной породы. При этом изменяются условия миграции радона, и в некоторых частях открытого ТПП могут возникать области с повышенным его содержанием. Согласно предложенной модели процесса, такими областями являются макроскопические трещины, которые объединяясь, образуют магистральные трещины, разделяющие образец на части. Это и приводит к появлению скачка ОАР, регистрируемого в измерительной камере. Результаты проведенных экспериментов не противоречат ранее высказанным предположениям о том, что аномалии концентрации радона, наблюдающиеся в горных массивах и превышающие фон в десять и более раз, обусловлены, в основном, процессами разрушения горных пород (Беликов, Шестаков, 1997; 2007). Существенно меньшие значения амплитуд, зарегистрированные в лабораторных условиях, отчасти можно объяснить тем, что содержание радиогенного газа в образце данной горной породы сравнительно невелико. Однако главная причина указанной особенности заключается в том, что область сбора радона в лабораторных условиях мала по сравнению с той, которая существует в природе. Таким образом, процессы образования аномалий ОАР в разрушающихся образцах и массивах горных пород отличаются лишь масштабами, при этом, основные закономерности процессов его аккумуляции в естественных и лабораторных условиях, по-видимому, одинаковы.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН: проекты № 12-Т-5-1004, 12-П-5-1018 и 12-С-5-1029Л.

Литература

Баранов В.М. Акустические измерения в ядерной энергетике. М.: Энергоатомиздат, 1990. 320 с.

Беликов В.Т., Шестаков А.Ф. Использование временных вариаций концентрации радона для определения структурных характеристик геосреды. I // Дефектоскопия. 1997. № 9. С. 79–88.

Беликов В.Т., Шестаков А.Ф. Определение пространственно-временных характеристик области разрушения с использованием долговременных аномалий концентрации радона // Физика земли. 2007. № 5. С. 80–87.

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

Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. Изучение изменений структурно-петрофизических характеристик разрушающегося массива горных пород // Дефектоскопия. 2011. № 5. С. 67–78.

Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. Реконструкция временных изменений структурных и динамических характеристик разрушающегося массива горных пород с использованием вариаций концентрации радона // Дефектоскопия. 2012. № 12. С. 74–81.

Беликов В.Т., Уткин В.И., Козлова И.А., Рывкин Д.Г., Юрков А.К. Экспериментальное и теоретическое исследование процессов выделения радона при разрушении образцов горных пород // ДАН. 2013. Т. 450. № 2. С. 222–223.

Булашевич Ю.П., Уткин В.И., Юрков А.К., Николаев В.В. Изменение концентрации радона в связи с горными ударами в глубоких шахтах // ДАН. 1996. Т. 346. № 1. С. 245–248.

Гидро-геохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985. 286 с.

Регель В.Р., Слуцкер А.Н., Томашевский Э.Е. Кинетическая природа прочности твердых тел. М.: Наука, 1974. 569 с.

Терцаги К. Строительная механика грунта на основе его физических свойств М.; Л.: Госстройиздат, 1933. 392 с.

Bergelt H., Militzer H., Stolz W. Die Radon-exhalation von Festgesteinsproden unter Druckeinwirkung // Gerlands. Beitr. Geophysik, Leipzig. 1986. V. 95. № 1. P. 7–14.

Trique M., Richon P., Perrier F., Avouac J.P., Sabroux J.C. Radon emanation and electric potential variations associated with transient deformation near reservoir lakes // Nature. 1999. V. 399 (6732). P. 137–141.

УДК 550.361:551.583

АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА УРАЛЕ И В ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЕ В 18-19 ВЕКАХ ПО ДАННЫМ СКВАЖИННОЙ ТЕРМОМЕТРИИ

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

Аннотация. Проведен анализ изменения температуры земной поверхности на Урале и в Восточной Европе в 18–19 вв. по 83 температурным профилям, полученным в скважинах глубиной не менее 300 м. Проведенное исследование позволило выявить значительную пространственно-временную неоднородность температурных изменений за исследуемый период. Обсуждаются возможные причины наблюдаемой картины температурных изменений, включающие атмосферную циркуляцию, взаимосвязь температуры земной поверхности и приземного воздуха и осадков, а также влияние факторов неклиматической природы (геологические особенности рассматриваемых участков, изменение ландшафтов, освоение территорий).

Палеоклимат, малый ледниковый период, Урал, Восточная Европа, скважинные термограммы, геотермия.

GROUND SURFACE TEMPERATURE CHANGES IN THE URALS AND EASTERN EUROPE IN 17-19 CENTURIES: GEOTHERMAL EVIDENCES

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

Abstract. The analysis of ground surface temperature changes in the Urals and Eastern Europe in 18–19 centuries has been carried out on 83 temperature profiles received in at least 300 meters depth boreholes. This investigation made it possible to identify significant spatial-temporal heterogeneity of temperature changes over the period under study. Possible reasons of observed pattern of temperature changes including atmospheric circulation, air/ground surface temperature interaction and precipitation as well as influence of non-climatic factors (geological features, landscape changes, land invasion) are discussed.

Paleoclimate, Little Ice Age (LIA), Ural, Eastern Europe, borehole temperature-depth profile, geothermal method.

Введение

Научный интерес к климатическим изменениям, происходившим в 18–19 вв., остается неизменно высоким в течение нескольких последних десятилетий. Малый ледниковый период, имевший место в это время, и последующее потепление являются последними значительными климатическими событиями на Земле. Особенности потепления в 20-м веке хорошо изучены благодаря метеонаблюдениям. Климатические изменения, происходившие в более отдаленном прошлом, позволяют оценить геотермический метод реконструкции температурной истории земной поверхности. Реконструкция палеоклимата по геотермическим данным – один из наиболее перспективных методов палеоклиматологии (Lachenbruch, Marshall, 1986; Beltrami, Mareshal, 1991; Cermak et al., 1992; Демежко, 2001).

За время развития геотермического метода было получено большое количество реконструкций температурных историй земной поверхности (GSTH – ground surface temperature history), выявивших существенные пространственные и временные неоднородности климатических изменений (Majorowicz, 2010; Beltrami et al., 2003). Эти неоднородности, обусловленные как естественной изменчивостью климата, так и воздействием факторов неклиматической природы, можно нивелировать, усредняя данные по большим регионам (Demezhko, Golovanova, 2007). В этом случае получается надежная средняя оценка климатических изменений для данной области. Однако при таком подходе теряется полезная информация о региональных климатических изменениях, которую несут пространственные закономерности.

Данная работа представляет собой попытку анализа пространственно-временных особенностей изменения климата с целью получения информации о региональных климатических явлениях, которая теряется при осреднении скважинных реконструкций. Приводится срав-

нение пространственного распределения характеристик климатических данных по Уралу и Восточной Европе, где плотность геотермических реконструкций значительно ниже, чем на Урале.

Математическая модель

Наиболее упрощенный подход при моделировании влияния температурной истории поверхности на геотемпературное поле предполагает теплофизическую однородность среды, отсутствие источников тепла на интервале наблюдений и кондуктивный механизм теплопереноса. Тепловой поток в этих условиях может быть описан одномерным нестационарным уравнением теплопроводности (Карслоу, Егер, 1964)

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{1}{a}\frac{\partial T}{\partial t} = 0 \qquad (1)$$

с краевыми условиями

$$T(0,t) = T_s(t), \quad \left.\frac{\partial T}{\partial z}\right|_{z\to\infty} = G_0, \qquad (2)$$

где T – температура, z – глубина, t – время, a – температуропроводность, G_0 – постоянная составляющая геотермического градиента, T_s – температура поверхности.

Решение уравнения (1) можно представить в виде суммы

$$T(z,t) = T_0 + G_0 z + \Theta(z,t), \qquad (3)$$

где T_0 – исходная невозмущенная температура поверхности, Θ – температурная аномалия, возникшая в момент $t=t_0$ и удовлетворяющая следующим условиям на бесконечности:

$$\Theta(z,t) = 0, z \to \infty \qquad (4)$$

Граничные условия на поверхности T_s могут быть представлены ступенчатой функцией изменения температуры поверхности внутри произвольно заданных временных интервалов:

$$T_s(0,t) = \begin{cases} T_0, & t \le 0 \\ T_k, & t_{k-1} \le t \le t_k, k = 1,2,\ldots,m-1 \\ T_m, & t \ge t_m \end{cases} \qquad (5)$$

Для таких условий и момента измерений $t=t^*$ решение уравнения (1) имеет вид:

$$T(z,t^*) = T_0 + G_0 z + \sum_{k=1}^{\infty} D_k \, erfc \frac{z}{2\sqrt{a(t^* - t_k)}}, \qquad (6)$$

где *erfc(U)* – кратный интеграл вероятностей, $D_k = T_k - T_{k-1}$ и $t^* - t_k$ – промежуток времени между моментом возникновения k-го температурного скачка и моментом измерения. (Demezhko, Shchapov, 2001; Демежко, 2001).

Реконструкция температурной истории земной поверхности GSTH=$T_s(0, t)$

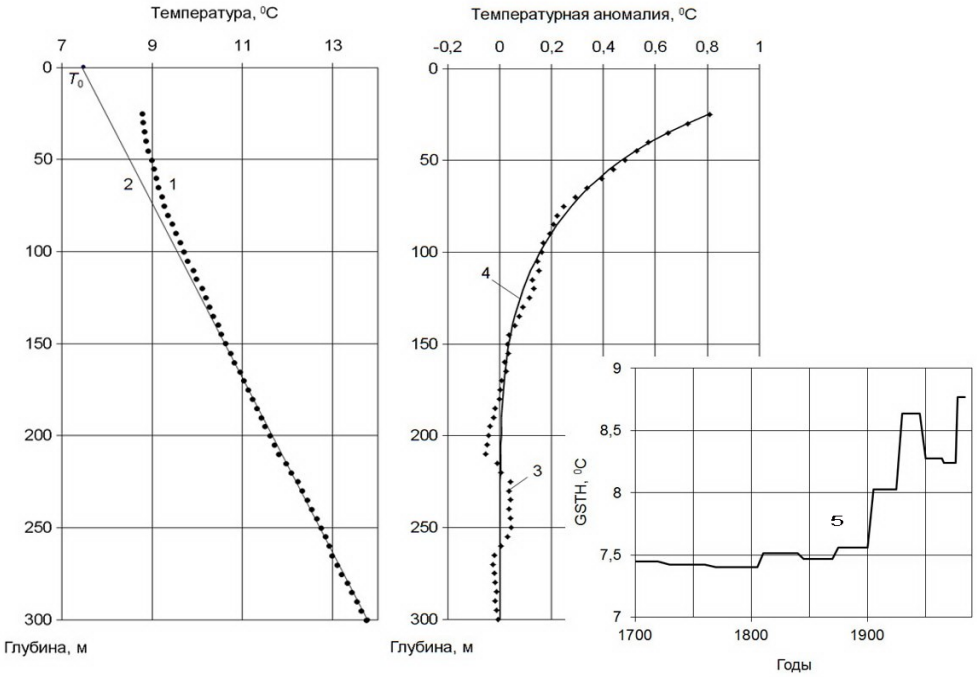


Рис. 1. Пример применения методики реконструкции: 1 – измеренная термограмма GViZD214 (Huang, Pollack, 1998); 2 – невозмущенные температуры $T(z) = T_0 + G_0 z$, оцененные по самой глубокой части термограммы (200-300 м); 3 – температурная аномалия; 4 – вычисленная температурная аномалия, соответствующая GSTH (5)

включала: 1) оценку неизвестных параметров G_0 и T_0 по опорному интервалу термограммы, 2) оценку температурной аномалии как разности между измеренной и невозмущенной температурами, 3) подбор такого соотношения параметров T_k, которое обеспечивает минимизацию среднеквадратического отклонения между измеренной температурой и вычисленной аномалией. Пример реализации данной методики инверсии представлен на рис. 1.

Данные и анализ

В качестве исходного материала для анализа климатических изменений использовались данные термокаротажа в скважинах Урала (Демежко, 2001; Demezhko, Golovanova, 2007) и Восточной Европы – Украины, Белоруссии, Финляндии (Huang, Pollack, 1998). Расположение скважин приведено на рис. 2.

Необходимо отметить, что плотность скважин на Урале значительно выше, чем на территории Восточной Европы.

Для исследований были выбраны 83 термограммы, записанные до глубины не менее 300 м. Пространственный анализ палеоклиматических реконструкций требует, чтобы все исследуемые скважины были одинаковы по глубине, а реконструкция температурной истории проводилась при одних и тех же параметрах с применением одного метода для всех термограмм (Beltrami et al., 2003), поэтому мы использовали только верхний 300-метровый интервал и одинаковый коэффициент тем-

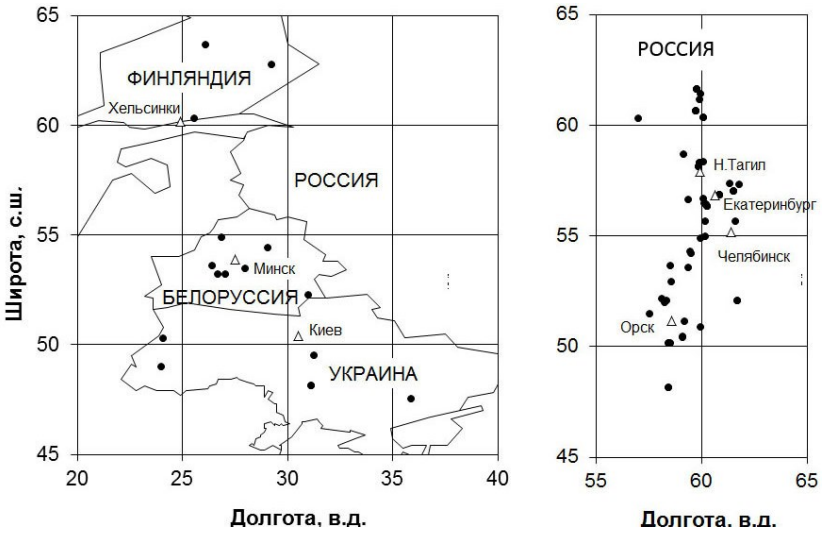


Рис. 2. Расположение изученных скважин на Урале и Восточной Европе

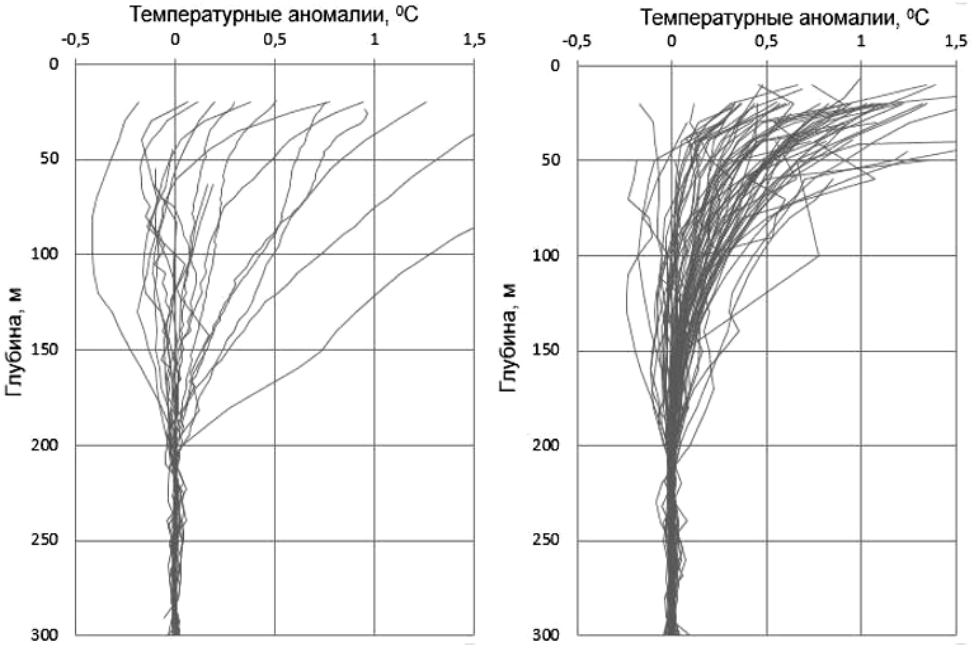


Рис. 3. Температурные аномалии для Восточной Европы (слева) и Урала (справа)

пературопроводности равный 10^{-6} м^2/с. Температурные аномалии, полученные с помощью описанной выше методики инверсии с опорным интервалом 200–300 м, представлены на рис. 3. Большая часть аномалий как на Урале, так и в Восточной Европе отражает процесс потепления после малого ледникового периода.

Температурные истории земной поверхности (GSTH) с 18 по 20 вв. в сравнении с длинными рядами метеоданных (среднегодовая температура приземного воздуха) приведены на рис. 4. Мы можем наблюдать, что реконструированные кривые и метеорологические тренды имеют схожую форму, отражающую процесс потепления.

При анализе пространственных особенностей потепления мы ограничили полученные реконструкции двухвековым периодом 18–19 вв. Данные за 20-й век были исключены из рассмотрения по несколь-

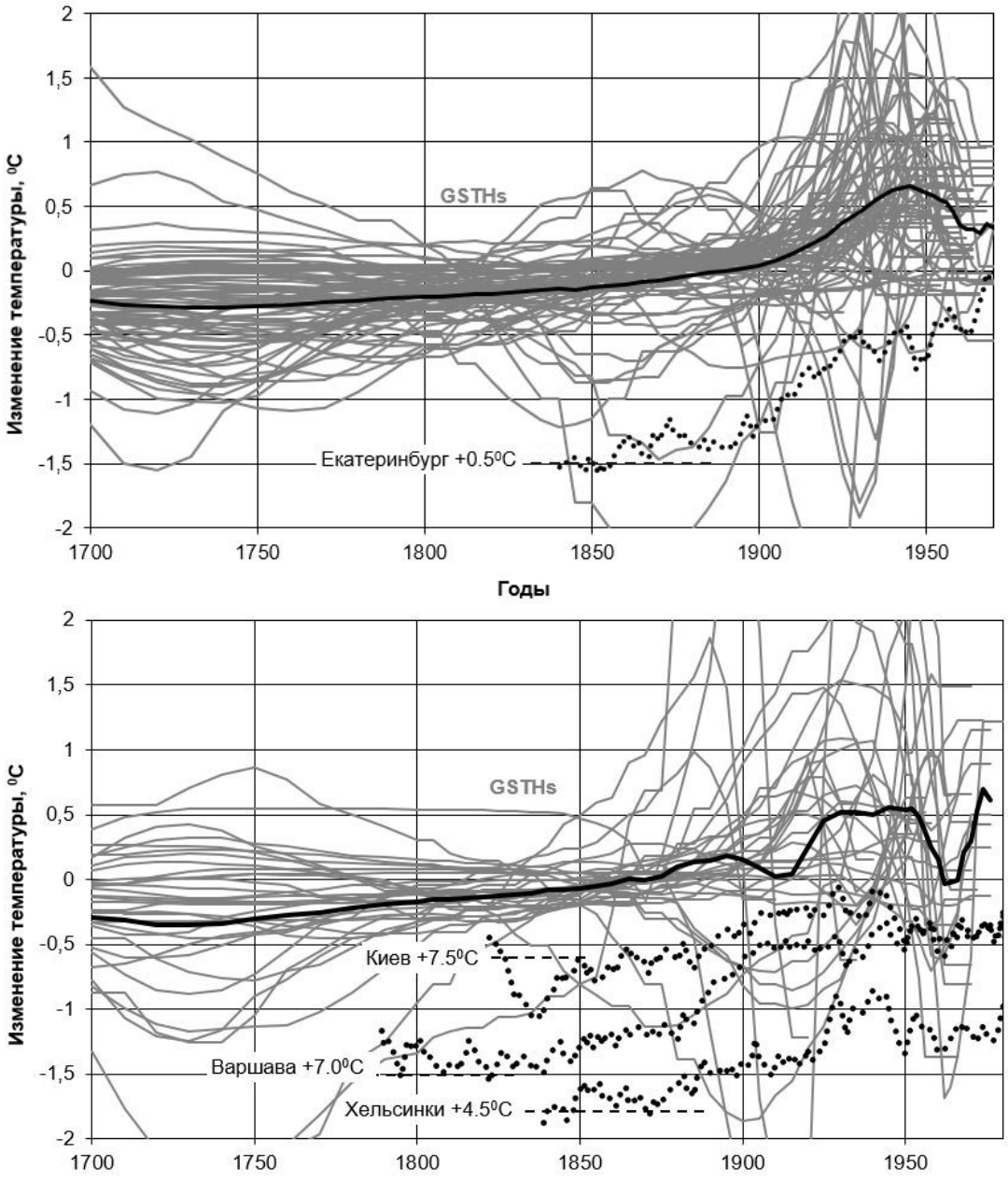


Рис. 4. «Спагетти»-диаграммы реконструированных температурных историй на Урале (вверху) и в Восточной Европе (внизу). Каждая история центрирована на её среднее значение температуры за период с 1700 по 1960 гг. (сплошные линии). Жирные кривые – результат осреднения. Штриховой линией обозначены данные об изменении температуры приземного воздуха в ближайших городах, осредненные 11-летними скользящими окнами

ким причинам. Во-первых, температурные истории имеют различные даты окончания в 20-м веке вследствие различного положения верхних точек термограмм. Во-вторых, рис. 4 демонстрирует крайне высокую изменчивость реконструированных температур в 20-м веке, которая может быть обусловлена не только климатическими факторами, но также шумом, связанным с теплофизическими неоднородностями верхней части разреза и контрастом тепловых активностей верхнего активного слоя и подстилающих пород (Котлованова, 2011).

По каждой кривой GSTH были рассчитаны амплитуды температурных изменений в 18–19 вв. и даты начала потепления. Амплитуды рассчитывались как разность средних значений температуры во второй половине 19-го века и температуры в 1700 году (начало реконструкции). Пространственные распределения этих оценок приведены на рис. 5 (цветная вкладка).

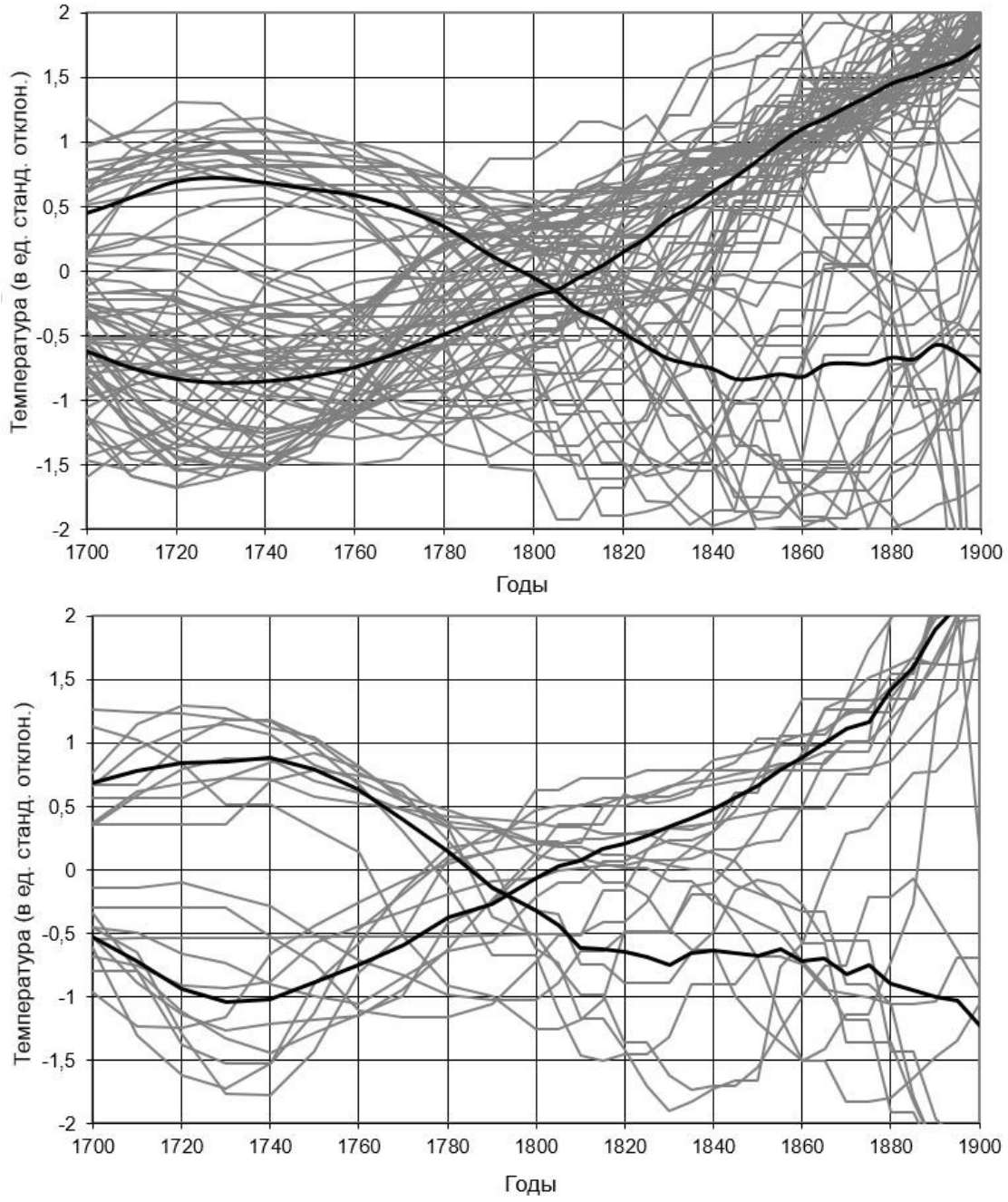


Рис. 6. «Спагетти»-диаграмма стандартизованных температурных историй земной поверхности на Урале (вверху) и в Восточной Европе (внизу). Жирные кривые – результат осреднения по каждому из двух кластеров

Амплитуды климатических изменений значительно различаются для различных регионов. Положительные значения амплитуд, соответствующие потеплению климата, характерны для севера и северо-запада Урала, а также для севера, юга и всей восточной области Восточной Европы. В то же время области отрицательных амплитуд тянутся в направлении юго-запад – северо-восток по Уралу, а также характеризуют центральную часть европейской территории. Такая пространственная неоднородность распределения значений амплитуд температурных изменений может быть обусловлена особенностями движения воздушных масс, переносящих большие потоки теплого и холодного воздуха. Преимущественное потепление в северных областях может быть связано с атлантическими циклонами. Однако четких пространственных закономерностей изменения температур для рассматриваемых областей не наблюдается. Велика роль локальных явлений в изменении температуры поверхности, возможно, связанных с освоением территорий, изменением ландшафтов и прочей антропогенной деятельностью. Стоит отметить еще один фактор, который может определять подобное распределение амплитуд, – осадки. Зимние осадки увеличивают температуру почвы, летние – уменьшают ее. Пространственная неоднородность выпадения осадков намного выше пространственной неоднородности изменения температуры воздуха. Положительные значения амплитуд могут быть связаны с увеличением снежного покрова в данных регионах.

При анализе хронологий температурных изменений кривые GSTH удобно привести к стандартному виду. Для этого каждая кривая была центрирована по своему средневзвешенному значению за период с 1700 по 1900 гг. и нормирована на стандартное отклонение.

Стандартизированные температурные кривые представлены на рис. 6. Кластерный анализ стандартизованных температурных кривых выявляет по крайней мере два типа кривых: с ранним (1720–1760) и более поздним (после 1820 г.) временами начала потепления в обоих исследуемых регионах. Потепление, следовавшее за малым ледниковым периодом, проходило в несколько этапов и для разных регионов началось в разное время.

Оправданность данного предположения подтверждается также пространственной неоднородностью распределения дат начала потепления, которая отражена на рис. 7 (цветная вкладка).

Наиболее ранним началом потепления характеризуется западная часть Урала, а также северная и восточная области Восточной Европы. Позднее климатические изменения коснулись центра европейской территории.

Заключение

Изучение пространственных особенностей климатических изменений поможет понять механизм формирования вековых климатических циклов Земли, последним из которых был малый ледниковый период. Свидетельств этих изменений немного. Косвенные палеоклиматические свидетельства (дендрохронологические, палинологические, ледниковые) основаны на том, что корреляционные соотношения между измеряемыми величинами и оцениваемыми элементами климата были близки к современным. Ненадежность этого допущения позволяет делать лишь качественные оценки. Геотермический метод не требует установления корреляционных связей между измеряемой и реконструируемой температурами. Интеграция геотермического метода и других существующих палеоклиматических исследований позволит дать более полную и эффективную оценку региональных и глобальных палеоклиматических изменений.

Реконструированные закономерности выявили высокую степень пространственной изменчивости исследуемых параметров. Мы полагаем, что эта высокая изменчивость является не только следствием шумов неклиматической природы, инвертированных в климатические изменения, но реально существовавших процессов (Majorowicz, 2010). В 18–19 вв. на

Урале и в Восточной Европе существовало два тренда температурных изменений (потепление и похолодание). Пространственное распределение дат начала потепление в Восточной Европе согласуется с результатами, полученными в работе (Majorowich, 2010). Раннее начало потепления в 18 в. в северных районах Урала и Европы было также обнаружено Люнквистом (Ljungqvist et al., 2012) в ходе анализа косвенных данных. Пространственная изменчивость распределения амплитуд и дат начала потепления может являться следствием природных процессов, происходящих в системе земля-атмосфера-океан, приводящих к перераспределению тепла в системе. Наблюдаемая пространственная изменчивость может быть и откликом климатической системы на антропогенную деятельность человека, связанную с освоением новых территорий, изменением ландшафтов, развитием островных ареалов тепла. Однако предложенные объяснения являются пока лишь гипотезами и требуют дальнейшего развития и уточнения.

Литература

Демежко Д. Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 143 с.

Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 488 с.

Котлованова А.А. Влияние параметра тепловой активности на распространение температурных волн в геологических средах // XII Уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник науч. мат-лов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2011. С. 119–123.

Beltrami H., Gosselin C., Mareschal J.C. Ground surface temperatures in Canada: Spatial and temporal variability // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30(10). P. 1499.

Beltrami H., Mareshal J.C. Recent warming in eastern Canada inferred from geothermal measurements // Geophys. Res. Lett. 1991. V. 18. N 4. P. 605–608.

Cermak V., Bodri L., Safanda J. Underground temperature fields and changing climate: evidence from Cuba // Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol. 1992. V. 97. P. 325–327.

Demezhko D.Yu., Golovanova I.V. Climatic changes in the Urals over the past millennium – an analysis of geothermal and meteorological data // Climate of the Past. 2007. N 3. P. 237–242.

Demezhko D.Yu., 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. 29. P. 219–230.

Huang S., Pollack H.N. Global borehole temperature database for climate reconstruction // IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series. USA, 1998. V. 44.

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

Majorowicz. J. The climate of Europe in recent centuries in the context of the climate of mid to high latitude northern hemisphere from borehole temperature logs // The Polish Climate in the European Context: An Historical Overview / Eds. R. Przybylak et al. Springer Netherlands, 2010. P. 103–126.

Ljungqvist F.C., Krusic P.J., Brattstrom G., Sundqvist H.S. Northern Hemisphere temperature patterns in the last 12 centuries // Climate of the Past. 2012. N 8. P. 227–249.

УДК 550.834.3(571.1)

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ОБЪЕМНОГО СЕЙСМОПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ НА ПРИМЕРЕ СРЕДНЕУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА

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

Аннотация. В статье рассмотрена оригинальная методика нового программно-алгоритмического комплекса построения 2D и 3D плотностных моделей верхней части литосферы на основе сеточных технологий. Используются двумерные скоростные и плотностные сейсмогеологические разрезы. По повысотным аномалиям гравитационного поля восстанавливается послойное распределение плотности в слоях на различной глубине. Метод применен для построения 3D геолого-геофизической модели верхней части литосферы в зоне сочленения Среднего Урала и Западно-Сибирской плиты.

Средний Урал, глубинное строение, сеточные технологии и алгоритмы 2D и 3D гравитационного моделирования, разделенные поля, геолого-геофизические модели.

METHODS AND RESULTS OF CRUST AND UPPER MANTLE VOLUME DENSITY MODELING FOR DEEP STRUCTURE OF THE MIDDLE URALS REGION

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

Abstrakt. The article describes basic elements of new grid technique algorithms and developed software for upper lithosphere 3D density model construction. 2D seismic and 3D gravity data are used. Technique is based on density distribution restoring using gravity field recalculations to different heights. Using described methods 3D geological and geophysical models of Middle Urals and West-Siberian plate junction area were constructed.

Middle part Urals, deep structure, grid technique and algorithms 2D and 3D modeling, anomaly's from deep layers, geologic-geophysical models.

Введение

Создание комплексных объемных геолого-геофизических моделей глубинного строения земной коры и верхней мантии (верхней части литосферы, ВЧЛ) является фундаментальным направлением в науках о Земле. Такие модели позволяют делать обоснованные выводы о вещественном составе, условиях образования и тектонического развития геологических структур (Дружинин и др., 2012). 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 сейсмоструктурных этажей ВЧЛ (Садовский и др., 1987). Подобная закономерность проявляется практически на всех профилях и геотраверсах глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), суммарная протяженность которых на исследуемой площади Уральского региона превышает 10000 км.

Важным интерпретационным параметром любой геофизической модели служит плотность (Красовский, 1989). Именно в ней наиболее полно отражаются петрофизические особенности неоднородного строения и литологического состава горных пород. Способ и технология расчета трехмерного распределения плотности с привязкой к двумерным данным по опорным сейсмическим разрезам лежит в основе предлагаемой методики сейсмоплотностного моделирования.

Построение региональных плотностных моделей глубинного строения ВЧЛ для обширных территорий нуждается в разработке новых компьютерных технологий двух- и трехмерного плотностного мо-

делирования, способных обрабатывать многомерные числовые массивы большой размерности в реальном режиме времени. Как правило, крупномасштабные региональные геофизические модели формируются из нескольких, более детальных сегментов исследуемой территории. Корректное сопоставление разномасштабных и разноглубинных 2D и 3D плотностных моделей фрагментарных участков требует специфической организации количественной информации на всех подготовительных и последующих промежуточных этапах модельных расчетов. Конвертация разноформатных входных данных к единому цифровому стандарту с их последующей математической обработкой способствует созданию автоматизированных алгоритмов и рационализации вычислительных схем (Мартышко и др., 2012а).

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 не привносят заметных искажений в градиенты поля на дневной поверхности. Однако данные сейсмических зондирований убедительно свидетельствуют о неоднородном распределении скорости, а, следовательно, и плотности не только в земной коре, но и в подстилающих её верхах мантии. Следовательно, наиболее вероятным плотностным аналогом скоростной модели сейсмического разреза будет компенсационная модель, когда аномалии гравитационного поля от толщи слоёв, залегающих ниже гравиактивного слоя, будут скомпенсированы.

Процесс построения плотностных моделей по аномалиям гравитационного поля сводится к решению прямых и обратных задач гравиметрии. Высокоэффективные алгоритмы «быстрого» решения прямой задачи гравиметрии на сетках больших размерностей требуются для успешной реализации функциональных и итерационных схем решения обратных задач. В классически некорректной постановке обратная задача гравиметрии обладает множеством неустойчивых решений. Например, для сложно построенных сред множество многопараметрических решений обратной задачи практически континуально. Именно поэтому для повышения устойчивости и снижения неоднозначности метода гравитационного моделирования необходимо привлекать плотностные модели начального приближения. Такие «нулевые» модели строятся по сейсмическим данным и должны отражать характерные (интегральные) закономерности распределения плотности, а соответствующее им аномальное гравитационное поле, лишь в основных чертах, повторять морфологию наблюденных аномалий. Но даже из многообразия допустимых на множестве корректности эквивалентных решений обратной задачи необходимо выбрать конечное число вариантов, допускающих наиболее правдоподобное геологическое истолкование. Более устойчивое и содержательное решение обратной задачи гравиметрии можно получить, вычисляя отклонения «в малом» от начального распределения плотности модели нулевого приближения (Мартышко и др., 2010).

С учетом этих требований нами разработана новая методика построения объемной плотностной модели по сеточной технологии на основе скоростных и сейсмогеологических плотностных разрезов.

Для территорий Уральского сегмента литосферы в рамках нескольких шестиградусных зон картографической проекции Гаусса-Крюгера допустимо использование гравитационной модели плоского слоя. Частично, это подтвердилось и результатами по комплексному моделированию вдоль транссекта Гранит (Рубин-2): «на геотраверсе ГРАНИТ… (длина порядка 4000 км) до глубин 60–70 км влияние сферичности Земли можно не учитывать…» (Геотраверс…, 2002).

Методика построения плотностного параллелепипеда апробирована для территории зоны сочленения Среднего Урала и Западно-Сибирской плиты, которую пересекают семь региональных сейсмических профилей. На рис. 1 приведен фрагмент карты аномалий гравитационного поля в

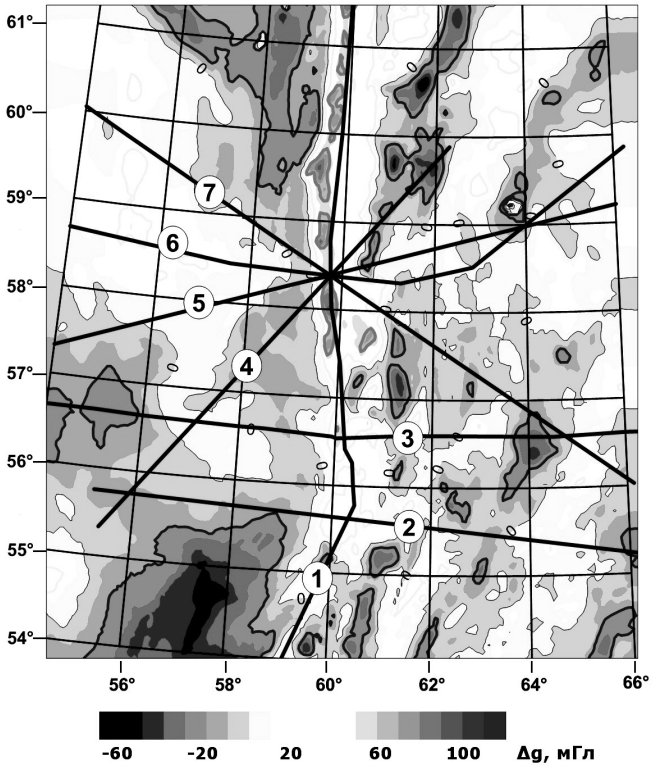


Рис. 1. Схема расположения профилей ГСЗ, МОВЗ, совмещенная с картой аномального гравитационного поля Δg в координатах 54–61°с. ш. и 54–66° в. д. Обозначения профилей: 1) Вижай – Нижняя Тура – Орск; 2) Тараташский; 3) Свердловский; 4) Рубин-2; 5) Уральский МОВЗ; 6) Красноуральский+Ханты-Мансийский; 7) Рубин-1

редукции Буге для исследуемой территории с координатами 54–61° с. ш. и 54–66° в. д.

Двумерные плотностные разрезы

Информационная база плотностной модели начального приближения включает три составляющие: профильные годографы, поля времен и соответствующие им двумерные скоростные модели; эмпирическую корреляционную зависимость «плотность–скорость» и цифровые карты площадных аномалий гравитационного поля в редукции Буге.

Сейсмический материал представлен разрезами по опорным профилям ГСЗ, глубинного МОВ–ОГТ и фрагментам протяженных геотраверсов, с регистрацией продольных и поперечных волн, в том числе и обменных волн удаленных землетрясений (Дружинин и др., 1990; Егоркин, 1991; Романюк, 1995). Трехмерные геолого-тектонические конструкции, равно как и планшеты сейсмоструктурных и скоростных карт, являются уже вторичными интерпретационными схемами, отчасти сопоставленными с локально одномерными разрезами на доступных глубинах буровых скважин (Куприенко и др., 2007; Надежка и др., 2011).

Скоростные и соответствующие им плотностные разрезы заданы в двух форматах: либо дискреты континуальной (градиентной) скоростной модели (Мартышко и др., 2011а; Мартышко и др., 2012а), либо слоисто-блоковая плотностная конфигурация (Дружинин и др., 2009; Дружинин и др., 2012). Оба типа моделей имеют равные права на существование (Дружинин и др., 2007; Мартышко и др., 2011б), но особенности их построения потребовали создания двух различных алгоритмов обработки данных.

Известно, что соотношение физических параметров между плотностью и скоростью продольных волн для пород консолидированной земной коры может быть представлено кусочно-линейной регрессионной зависимостью (Красовский, 1989). Несмотря на то, что коэффициенты такой зависимости для различных регионов несколько отличаются, сохраняется общая тенденция монотонного увеличения плотности пород по мере роста скорости распространения упругих волн. Плотность, как и скорость, лишь частично отражает петрохимический состав и физико-механическое состояние пород в естественном залегании. Стохастическая связь между двумя случайными переменными находится по ограниченной выборке образцов горных пород. Для монотипных коллекций из одного района опробования она представляется значимой (Семенов, 1993). Для разнородных коллекций величина статистической погрешности возрастает в несколько раз (Дружинин и др., 1982). Линейная регрессия не регламентирует взаимно однозначного соответствия «плотность–скорость». В рамках доверительного интервала возможна корректировка приращения обеих случайных величин как в сторону больших, так и меньших

значений. Любое из них будет равновероятным. Поэтому коэффициенты регрессии уточнялись в процессе решения линейной обратной задачи гравиметрии по всем имеющимся скоростным профилям заданного региона (Федорова и др., 2010; Цидаев и др., 2011). К линейной зависимости «плотность–скорость», характеризующей породы консолидированной земной коры, добавлена аналогичная зависимость для пород осадочного чехла. Сводная корреляционная кусочно-линейная зависимость «плотность–скорость», полученная для района исследований, выглядит следующим образом (Мартышко и др., 2012а):

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

Прямая задача гравиметрии от двумерных плотностных моделей рассчитывалась по специально разработанной программе «V-σ CALC» для скоростных сеточных матриц (Цидаев, 2011). По каждому скоростному интервалу строилась часть плотностной матрицы и вычислялся прямой гравитационный эффект объединенной матричной модели. При этом никакого дополнительного деления области на слои и блоки с постоянными плотностями не требуется. Для выравнивания расчетного поля за пределами профиля модель продолжается двумя бесконечными полупластами с плотностями левого и правого краев двумерного разреза.

На рис. 2б (цветная вкладка) показан фрагмент градиентного плотностного разреза по Свердловскому профилю ГСЗ, построенный по скоростной сеточной матрице до глубины 30 км. Здесь же сопоставлено расчетное гравитационное поле усеченной плотностной модели с наблюденными аномалиями Буге (рис. 2а, цветная вкладка). Морфологическое сходство двух кривых вполне приемлемо на качественном уровне интерпретации и свидетельствует о слабом гравитационном влиянии глубинных масс.

Альтернативные алгоритмы преобразования двумерных данных разрабатывались для разломно-блоковой слоистой модели строения литосферы, построенной по методике сейсмогеокартирования земной коры (Дружинин и др., 1974). Вся доступная сейсмическая и геологическая информация по профилям формализуется через физический параметр плотности, оцифровывается в виде замкнутых блоков необходимого масштаба и включается в итерационный процесс расчета гравитационных аномалий по формулам прямой задачи – программы «BLOCK» и «PROFIL» (Дружинин и др., 2000а).

Информация структурно-геологического плана (Козленко и др., 1997) учитывается путем ввода дополнительных модельных фрагментов плотностных неоднородностей с последующей корректировкой сводной модели. Это позволило составить однотипные 2D сейсмоплотностные модели до глубины регионального уровня изостатического выравнивания 80 км (рис. 3), ставшие основой для построения 3D моделей верхней части литосферы.

Двумерные слоисто-блоковые цифровые модели формируются из одномерного упорядоченного массива однородных плотностей и двумерного массива координат вершин мозаичных многоугольников. Все данные скомпилированы в формате файлов геоинформационной системы «ArcGIS». Используя три типа файлов «.shp», «.shx» и «.dbf», авторская программа «SHAPE_to_GRID» отображает мозаичную структуру слоисто-блоковой плотностной модели по сейсмическим профилям в формат сеточных функций.

На рис. 2в (цветная вкладка) показан макет подобного разреза по Свердловскому профилю ГСЗ до глубины 80 км. Цветные блоки соответствуют сеточному файлу «.grd», светлыми линиями нанесены контуры блоков «.shp» формата пакета «ArcGIS». Для внутреннего контроля рассчитывался прямой гравитационный эффект блочной и сеточной плотностной модели, при сравнении которых оценивалась погрешность сеточной аппроксимации блочной структуры. Такая операция проводилась по всем разрезам, представленным

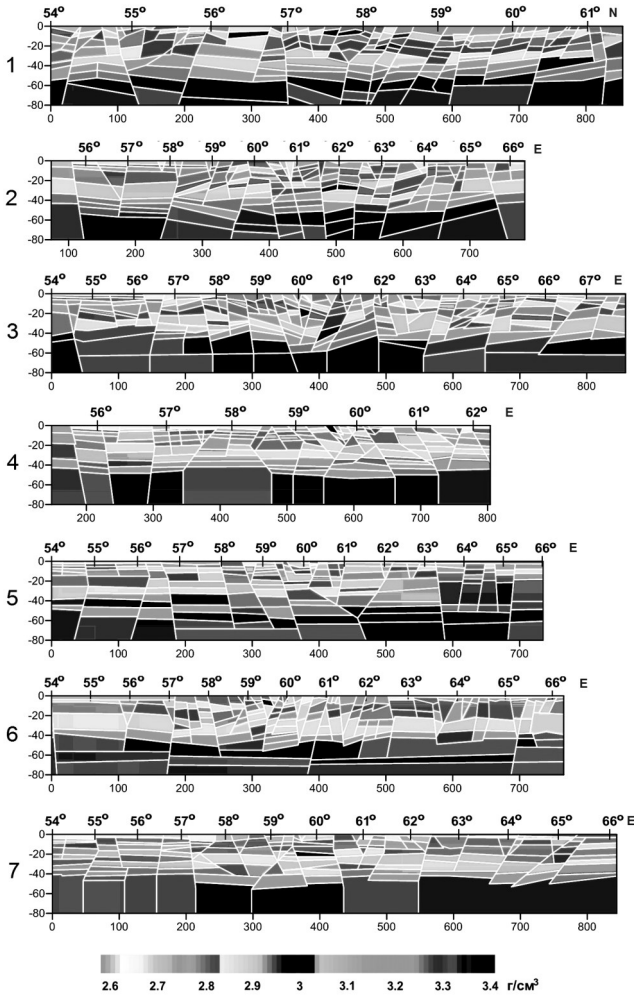


Рис. 3. Разломно-блоковые плотностные модели верхней части литосферы (границы – светлые линии), преобразованные в сеточные грид-файлы. Обозначение профилей на рис. 1

разломно-блоковыми слоистыми моделями.

Преобразования форматов цифровых файлов и сопутствующие им вычислительные алгоритмы намного сократили затраты на предварительную обработку двумерных плотностных моделей и сделали возможным использовать интерактивную схему метода подбора для решения обратной задачи гравиметрии в реальном режиме времени.

Трехмерная модель интерполированной плотности

Для успешной разработки эффективных алгоритмов трехмерного плотностного моделирования требуется специальная организация 2D-данных по сейсмическим разрезам. Один из возможных вариантов – привязка разномасштабных разрезов (допустимы разрезы и различной глубины) на единый координатный цифровой планшет, например планшет карты аномалий гравитационного поля, с последующей интерполяцией двумерных плотностей в межпрофильное пространство. Это предполагает преобразование двумерного распределения плотности вдоль профильных сечений в формат трехмерных сеточных функций. Инструментом технологической поддержки является лицензионный пакет Golden Software программ «Grafer», «Surfer» и «Voxler».

Граничные файлы формата «.bln» задают положение каждого из профилей на цифровом планшете карты гравитационного поля. Им сопоставляется набор стандартных сеточных файлов формата «.grd» двумерных плотностных моделей. Таким образом учитывается взаимное расположение разрезов в пространстве и происходит переход от двумерного массива координат вдоль профильных сечений (с учетом их кривизны) к трехмерному координатному массиву объемной модели. Программа визуализации экспортирует данные как трехмерный «грид-файл» пакета Voxler и восстанавливает пространственную геометрию профильных сечений (рис. 4).

Далее происходит процесс заполнения ячеек сеточного куба интерполированными значениями плотности по алгоритму программы «PLANSHET» (Цидаев, 2011). Было решено использовать 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 компактных объектов, третий – на обрисовку протяженных линейных структур по их профильным подсечениям. Интерполяция выполняется по отдельным горизонтальным слоям. Мощности слоев определяются шагом дискретизации по оси глубин, количество слоев равно количеству дискретов разбиения. Результатом работы программы интерполяции является

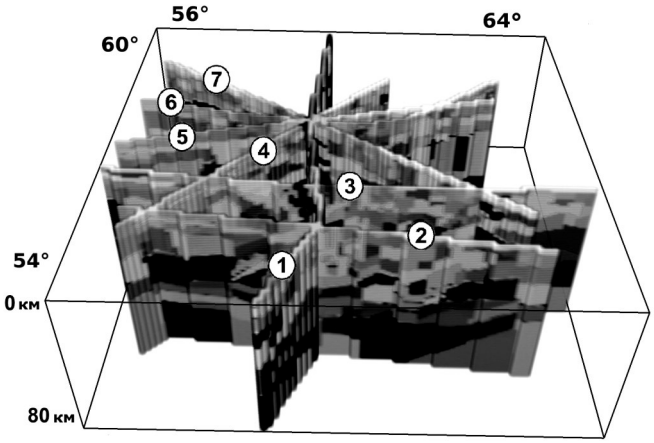


Рис. 4. Пространственное положение плотностных разрезов на координатном цифровом планшете исследуемой территории. Обозначение профилей на рис. 1

пакет сеточных «грид-файлов», содержащих горизонтальные слои четырехмерного (*x, y, z,* σ) куба, и XML-файл, в котором каждому слою сопоставлена глубина, на которой он расположен:

$$\sigma(x,y,z) := \left\{\sigma_K(x.y);\ z \in (z_{K-1}, z_K];\ k = \overline{1,N}\right\}$$

Построенный «цифровой куб» на рис. 5а (цветная вкладка) представляет собой трехмерную плотностную модель начального приближения для заданного участка площади и доступен для редактирования с возможностью получения информации по любому сечению вдоль образующей кривой граничного файла в формате «.bln». На его основе возможно построение карт горизонтальных срезов и структурных карт рельефа опорных плотностных границ.

На рис. 5б (цветная вкладка) представлено одно из вертикальных сечений сеточной 3D плотностной модели вдоль профиля Рубин-2. Его незначительное отличие от двумерной модели исходного разреза связано с особенностями послойной схемы линейной интерполяции по редкой сети узловых точек глубинных блоков.

Трехмерная гравитационная модель начального приближения

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 моделировании 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 (Костюченко, Романюк, 1997) и северной части Среднего Урала (Дружинин и др., 2000а) установлено, что поправка в гравитационный эффект за трехмерность модельных объектов достигает на некоторых профилях 100 и более процентов.

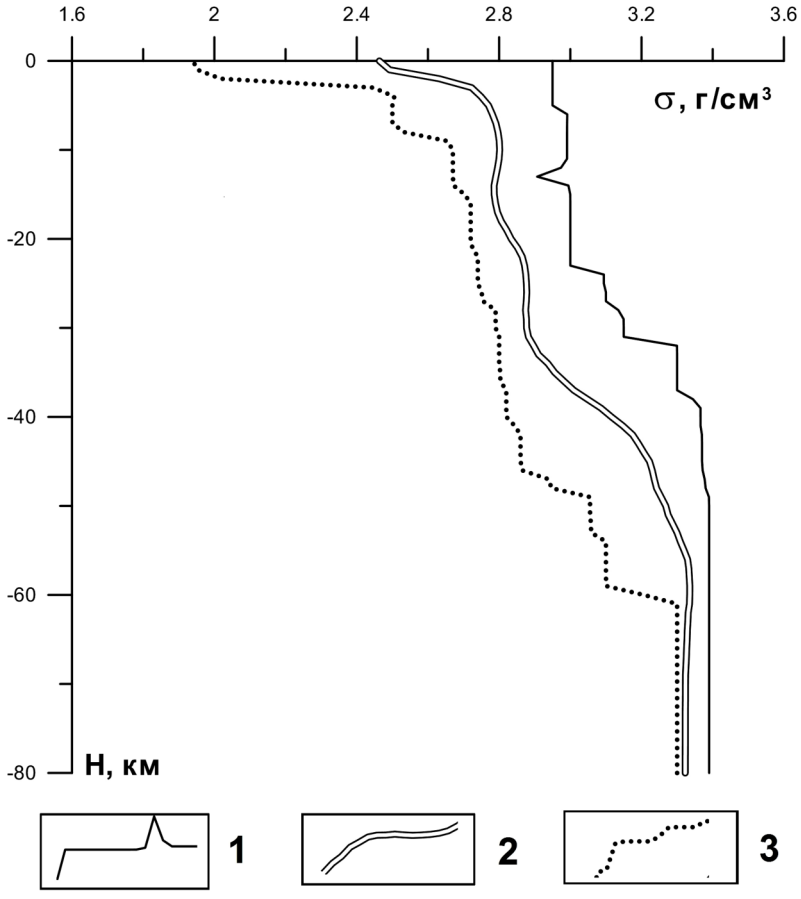
Хотя подобные количественные оценки на наш взгляд кажутся несколько завышенными, указанное обстоятельство требует ревизии устоявшейся методики трехмерного моделирования с использованием профильных данных.

Аномальные гравитационные эффекты вычисляются на уровне фонового поля «нормальной» модели, плотность которой считается постоянной. Это либо нулевая (Страхов, Романюк, 1984; Романюк, 1995), либо средневзвешенная (Дружинин и др., 2009), либо максимальная плотность мантийных блоков (Куприенко и др., 2010). В таком случае игнорируется постоянная составляющая расчетного уровня поля и возникает проблема сопоставления разноглу-

бинных 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., 2000б). Если доступна информация для более обширного региона, то это снимает часть вопросов, хотя и значительно увеличивает объем подготовительных вычислений. Однако удлинение профилей не решает проблему в трехмерном варианте. В условиях практического отсутствия информации 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 трехмерной задачи гравитационного моделирования зависит от способа продолжения масс за боковые грани плотностного куба и выбора закона распределения фоновой плотности (плотности относимости) «нормальной» 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}. Полученные средние σ_{0k} приравниваются к распределению зависящей только от глубины гидростатической плотности $\sigma_0(z)$, которая и принимается за плотность относимости нормальной модели.



На (рис. 6) 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

Рис. 6. Графики зависимости от глубины плотности в слое для 3D модели начального приближения: 1) максимальной; 2) средней; 3) минимальной

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.

Полученная закономерность изменения «гидростатической» плотности с глубиной распространяется и на законтурное пространство. В этом случае фоновое поле «нормальной» модели будет постоянной величиной, а аномальная часть вычисленного гравитационного поля всегда отнесена к нулевому уровню. Краевой эффект продолжения масс во внешность слоя равен амплитуде гравитационной ступени на границе образующего контура. Амплитуда гравитационной ступени пропорциональна разности между приграничной плотностью внутри «k-ого» слоя и ее усредненным значением σ_{0k} во внешней области. Чем меньше толщина слоя (шаг дискретизации по оси глубин), тем меньше величина краевых аномалий. Как правило знак этих аномалий меняется случайным образом при переходе от слоя к слою. Сумма по всем слоям дает статистически усредненную оценку минимального краевого эффекта.

На рис. 7 иллюстрируется результат решения прямой трехмерной задачи гравиметрии для модели плоского слоя до глубины 80 км. Программа вычислений «3D_σ CALC» составлена на основе «быстрых» алгоритмов и обладает высокой производительностью (Бызов, 2013).

Так для модели сеточного куба размером 256×256×800 ячеек время расчета поля на той же сетке 256×256 не превышает 8–10 минут на стандартном процессоре с тактовой частотой до 3 ГГц.

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 профиля Рубин-2, это отличие минимально (рис. 8, цветная вкладка). Обозначенная проблема не является фатальной. Сгущение сейсмической сети профильных наблюдений, равно как и привлечение дополнительных данных других геофизических методов даже в локально одномерном варианте, сможет существенно повысить качество гравитационной плотностной модели начального приближения.

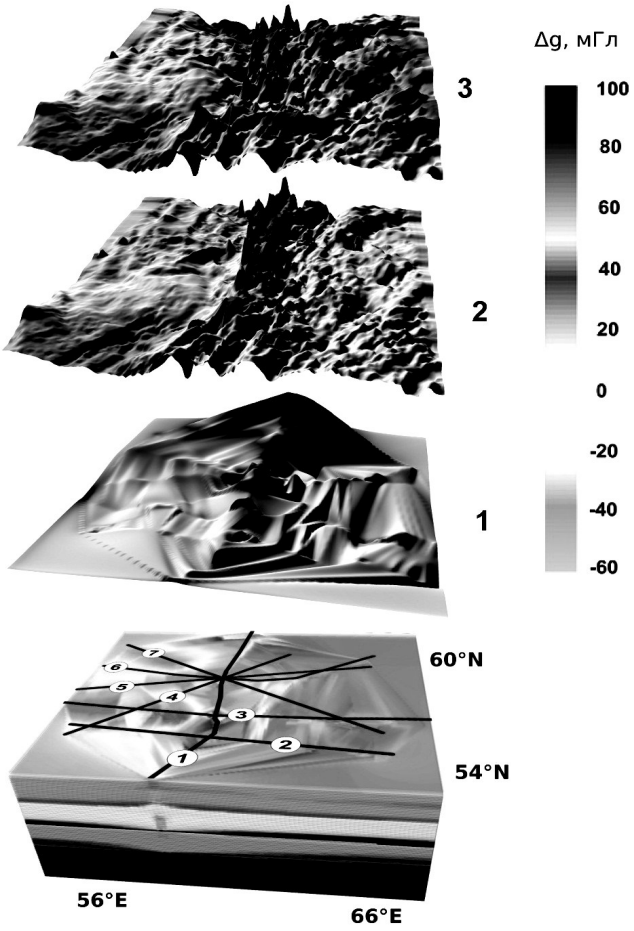


Рис. 7. Прямая задача гравиметрии для сеточных матриц 3D плотностной модели начального приближения: 1) модельное поле; 2) наблюденное поле; 3) разность наблюденного и модельного полей (остаточное поле)

Уравнивание полей объемной сейсмо-плотностной модели

Уточнение трехмерного распределения плотности, которое минимизирует невязку (см. рис. 7) между расчетным и наблюденным полем гравитационных аномалий, происходит при решении обратной задачи гравиметрии. Корректная постановка об-

ратной задачи теории потенциала возможна лишь в классах тел, обеспечивающих устойчивость получаемых решений (Цирульский, 1990; Мартышко, 1996; Кобрунов, 1983). С этой точки зрения, для дискретных матричных моделей, наиболее приемлем вариант восстановления латеральной изменчивости плотности в слое (Мартышко, Кокшаров, 2005). Плотностная модель начального приближения (см. рис. 5, цветная вкладка), организованная в виде послойных сеточных файлов интерполированной плотности, является идеальным объектом для создания устойчивых алгоритмов решения обратной задачи гравиметрии.

Разделение аномалий наблюденного гравитационного поля по глубине и их ассоциированная связь с глубинными объектами образует стержень интерпретационных схем задач гравитационного моделирования (Маловичко, 1956). Классический способ разделения полей включает спектральную фильтрацию с последующим аналитическим продолжением разделенных аномалий (Сербуленко, 1966). Одна из удачных реализаций – система «VECTOR» послойного векторного сканирования аномалий гравитационного поля (Простолупов и др., 2006; Бычков, 2010). Фильтрация поля путем повысотных трансформаций обеспечила существенное продвижение вперед в вопросах разделения разноглубинных аномалий (Мартышко, Пруткин, 2003).

Алгоритмическая реализация разделения полей с применением параллельных вычислений на многопроцессорном комплексе МВС-1000/32 и их связь с глубиной аномалиеобразующих объектов исследована в работе (Акимова, Гемайдинов, 2007; Мартышко и др., 2012б).

На рис. 9 (цветная вкладка) приведен пример фильтрации наблюденного поля с использованием методов аналитического продолжения на глубину.

Для приведения модельного поля к наблюденному использовался алгоритм метода локальных поправок (Пруткин, 1986), дающий решение линейной обратной задачи гравиметрии в плоском слое (Мартышко, Кокшаров, 2005; Бычков, 2010). Модель разделялась на несколько горизонтальных слоев, поля от которых приравнивались разделенным аномалиям повысотных трансформант.

Таким образом, задача вычисления корректирующей добавки к распределению плотности для одного слоя сводилась к двумерному случаю и могла решаться независимо от других слоев. Это уменьшает число возможных вариантов двумерного подбора и, как следствие, повышает устойчивость решения задачи в целом.

Каждый слой разбивался на множество элементарных параллелепипедов с заранее выбранной зависимостью плотности от глубины. В качестве последней выступала часть общей условно «гидростатической» плотности ρ_0 на глубине z_k (см. рис. 6). Расчётные элементы «надгидростатических» добавок латерального изменения плотности в слое уточнялись на каждой итерации алгоритма методом локальных поправок. Для повышения скорости сходимости метода амплитуда модельного поля на текущей итерации приводилась к уровню амплитуды подбираемого поля.

Послойные сеточные функции корректирующих добавок вычислялась на 256×256×800 ячейках плотностного параллелепипеда интерполированной плотности (см. рис. 5, цветная вкладка); поля разделенных аномалий задавались на горизонтальных сетках 256×256 для 17 высот пересчета с шагом 5 км (см. рис. 9, цветная вкладка). Дискретизация интегрального оператора обратной задачи гравиметрии приводит к матричной форме задачи СЛАУ большой размерности: матрица неизвестных содержит примерно 3×10^7 элементов; матрица интегрирования – более 5×10^8 элементов; матрица поля – 10^6 элементов. Задача СЛАУ подобной размерности требует привлечения значительных вычислительных мощностей. Поэтому было проведено распараллеливание алгоритма вычислений. Так время расчёта плотностной матрицы на одном стандартном процессоре с тактовой частотой до 3 ГГц составило более 20 часов; на 256-и графи-

ческих процессорах гибридных вычислительных систем – около 30 минут.

Для решения задачи СЛАУ использовался метод локальных поправок с адаптивной регуляризацией (Мартышко и др., 2013). На рис. 10 изображены невязки полей для ряда последовательных приближений. Резко уменьшающаяся величина дисперсии (*Var*) невыбранных остатков дает представление о скорости сходимости метода. Сопоставление дисперсий невязки поля для вариантов «а» и «д» на рис. 10 показывает, что уже после 20-й итерации амплитуда невыбранных остатков поля уменьшается по сравнению с начальной моделью более чем в 40 раз.

По аналогии с начальной моделью интерполированной плотности (см. рис 5, цветная вкладка) искомые сеточные решения обратной задачи гравиметрии можно наглядно представить в виде послойной модели цифрового «куба» (либо его отдельных частей), что весьма удобно для последующей геолого-геофизической интерпретации результирующей математической модели. Например, о характере распределения подобранной плотности на

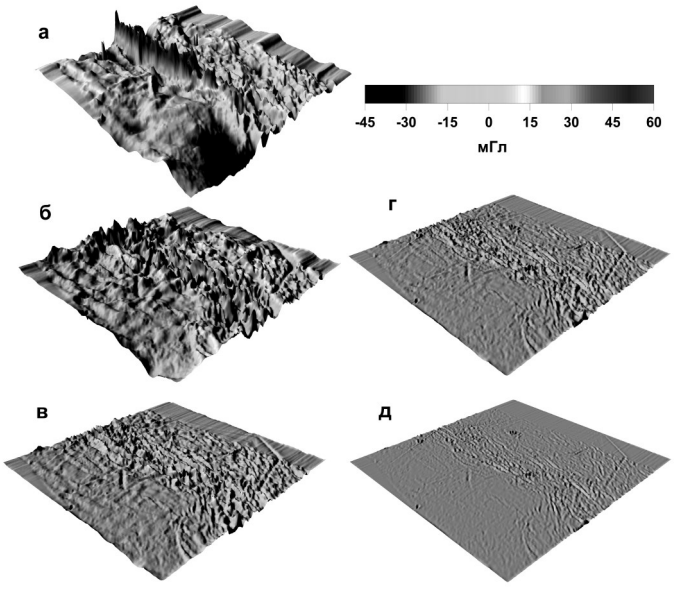


Рис. 10. Невыбранное поле Δg итеративного алгоритма подбора: а) исходное поле (разность наблюденного и поля модели начального приближения, *Var*=899,03); б) после первой итерации (*Var*=100,25); в) после пятой итераций (*Var*=9,8); г) после 10 итераций (2,42); д) после 20 итераций (*Var*=0,44)

конкретных глубинах можно судить по горизонтальным срезам, представленным на рис. 11, 12 (цветная вкладка).

Как видно, структура срезов существенно меняется при переходе от начальной модели интерполированной плотности к итоговой трехмерной модели, соответствующей наблюденному полю. Детали структурных особенностей начальной плотностной модели интерполированной плотности на рис. 11а и 12а в основном утрачиваются. Их заменяет региональный тренд подобранной плотностной модели на рис. 11б и 12б.

Специально следует оговорить, что между распределением плотности в слоях подобранной 3D модели и разделенными аномалиями гравитационного поля наблюдается морфологическое подобие.

По полям повысотных трансформант (см. рис. 9б, г, цветная вкладка) восстанавливаются независимо друг от друга изоплотностные границы на соответствующих глубинах (см. рис. 11б, 12б).

В алгоритме метода локальных поправок используется локально одномерная по глубине схема итеративных вычислений плотности (отсюда и название метода). Поэтому морфология разделенных полей в той или иной степени будет воспроизводиться в рельефе плотностных границ искомого решения. Это связано и с тем, что мощность модельных слоев всего 5 км, а латеральные размеры элементарной ячейки подбираемой плотности примерно 4×4 км, что сопоставимо с геометрическими размерами высокоградиентных узкополосных аномалий, каждая из которых выделяется по одной точке.

Прямая задача от неоднородного пласта с криволинейными границами

Градиентно-слоистая плотностная модель является первым приближением к реальному строению земной коры. По сейсмическим и сейсмологическим данным установлено, что основными элементами строения континентальной коры являются сейсмогеологические этажи (СГЭ), различающиеся по структурно-тектоническим особенностям, физическим параметрам и вре-

менем формирования (Дружинин и др., 2000б). Этажи разделены регионально выдержанными поверхностями раздела, две из которых – реперные. Первая поверхность соответствует поверхности нижнеархейского гранито-гнейсового фундамента $К_{01}$. Вторым региональным репером является сейсмогеологический раздел М между нижней корой и верхней мантией. Каждый из этажей кристаллической коры представлен разломно-блоковой сейсмогеологической моделью, имеющей сложное иерархическое строение. Верхняя мантия также неоднородна. К ней относятся породы с характерными скоростями продольных волн, как правило, больше 8,0 км/с и плотностью не менее 3,30 г/см^3 (Мартышко и др., 2011б).

Построение разломно-блоковой плотностной модели опирается на полученное выше решение обратной задачи гравиметрии. В модель может вводиться любая неформализованная геолого-геофизической информация о неоднородностях в пределах земной коры и верхней мантии, включая зоны инверсии. Ее можно учесть, используя модельные фрагменты плотностных неоднородностей с последующим уточнением поля на основе интерактивного метода решения прямой задачи гравиметрии (Дружинин и др., 2000а). При этом возникает проблема вычисления гравитационного поля от отдельных слоев или блоков плотностной модели неоднородной геологической среды.

Расчет гравитационных аномалий от неоднородных фрагментов плотностной модели и введение соответствующей поправки в наблюдённое поле получило название «геологического редуцирования» (Куприенко и др., 2007; Надежка и др., 2011). Как правило, подобным образом исключаются гравитационные эффекты от осадочного слоя и верхней мантии (Куприенко и др., 2010; Мартышко и др., 2011б). При этом предполагается, что плотностные характеристики осадочного слоя сравнительно хорошо изучены, а вариации мантийной плотности на глубине слабо сказываются на градиентах поля на уровне дневной поверхности.

Для надлежащего учета гравитационного эффекта упомянутой редукции нами предложен способ вычисления аномального поля от неоднородного пласта (или иного сегмента) плотностной модели с криволинейными границами. Проблема состоит не только в определении плотности самого аномалиеобразующего объекта, но и в выборе фоновой плотности вмещающих пород, относительно которой производятся вычисления.

Интерпретация локальных гравитационных аномалий проводится на относительном уровне: наблюденное и вычисленное значения поля совпадают с точностью до произвольной постоянной или слабо меняющейся величины. Разделение гравитационного поля модели на нормальную и аномальную части весьма условно.

В модели плоского слоя постоянная составляющая приравнивается к уровню «нормального гравитационного поля». Ему соответствует фоновая плотность горизонтального пласта, которую принимают за средневзвешенную плотность эквивалентного слоя. Постоянный уровень «нормального» поля и вычисленная по нему фоновая плотность вмещающей среды однозначно связаны с мощностью горизонтального пласта. По аномальному полю фоновая плотность не определяется. Если в качестве последней принять любое другое постоянное значение (Страхов, Романюк, 1984; Романюк, 1995; Куприенко и др., 2007), то это приведет к сдвигу уровня аномального поля и вновь потребует его редуцирования (Дружинин и др., 2000а; Дружинин и др., 2012). И только в случае, если хотя бы одна из границ слоя обрамления (кровля или подошва пласта) будет криволинейной, морфология расчетных аномалий изменяется принципиально. В этом случае появляется переменное фоновое поле, амплитуда которого пропорциональна скачку плотности на криволинейной границе (Мартышко и др., 2010).

В качестве иллюстрирующего примера рассчитаем модельное поле от слоя переменной плотности ниже сейсмологическо-

го раздела кора-мантия (границы М). Поверхность М для Среднеуральского сегмента построена по сейсмологическим и петрофизическим данным В.С. Дружининым. Рельеф граничной поверхности М*(z)* представлен изогипсами глубин $z_м = z(x, y)$. Проекция глубин $z_м$ на послойные сеточные функции плотности $\sigma(x, y, z)$ решения обратной задачи гравиметрии позволяет отстраивать структурные поверхности с переменной плотностью $\sigma_м = \sigma(x, y, z(x, y))$.

На рис. 13 показана схема изогипс границы М (изолинии), совмещенных с проективным распределением плотности $\sigma_м$ нижележащих пород.

Как видно из рис. 13, сейсмологическая (рельеф М) и гравитационная модели (плотности $\sigma_м$) морфологически соответствуют друг другу, однако значения плотностей мантийных пород оказались меньше предполагаемых. На заданной территории ундуляция рельефа М составляет около 20 км; морфология расчетных аномалий воспроизводит рельеф границы М,

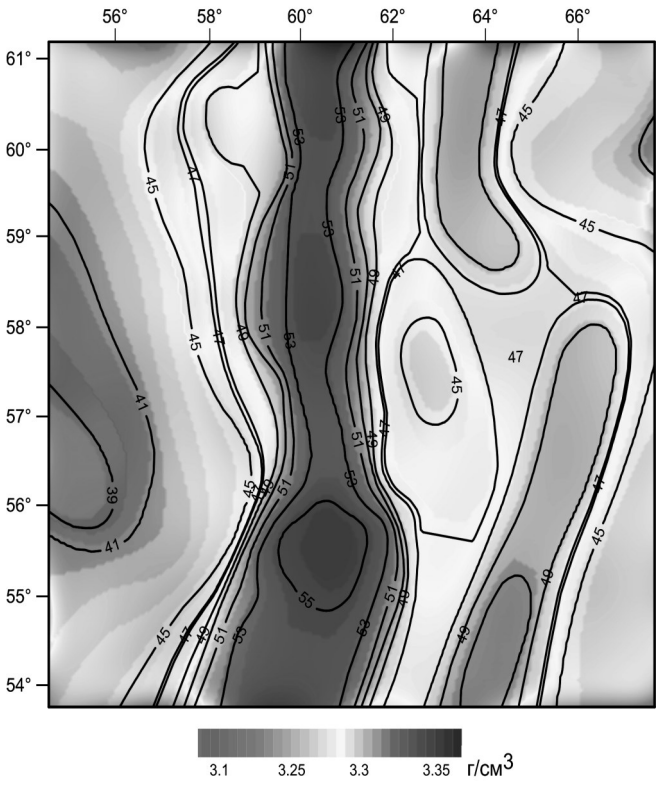


Рис. 13. Схема изогипс сейсмологического раздела М «кора–мантия», совмещенная со структурной картой распределения плотности мантийных пород

а при скачке плотности 0,3 г/см^3 амплитуда поля превышает 100 мГл. Такие высокоамплитудные аномалии трудно интерпретировать, а их учет («геологическое редуцирование») потребует введения дополнительных компенсирующих масс в земной коре.

Универсальный алгоритм построения структурных границ с переменной плотностью реализован в варианте бланкирования (исключения) сеточных функций $\sigma(x, y, z)$ вне заданного интервала глубин.

На рис. 14 (цветная вкладка) показан фрагмент 3D плотностной модели мантии, начиная от сейсмогеологического раздела М до глубины 80 км – первого регионального уровня изостатической компенсации.

Над мантийным фрагментом плотностной модели построены трехмерные графики (поверхности) расчетных аномалий гравитационного поля. Поле на рис. 14а вычислялось по стандартной методике относительно постоянного значения средневзвешенной плотности модели σ_0 = 3,06 г/см^3 (скачок плотности 0,3 г/см^3); поле на рис. 14б вычислялось по нашей методике относительно интервального значения переменной величины $\sigma_0(z)$, $z \in [M(x, y) \div 80]$, приведенной на рис. 6. Как показывают вычисления, амплитуды мантийных аномалий поля отличаются на порядок. Поле на рис. 14б, вычисленное по нашей схеме, гораздо объективнее соответствует физической модели реальной среды. Амплитуда слабоградиентных аномалий от глубокозалегающих мантийных блоков не превышает 12 мГл, а их форма хорошо согласуется с длинноволновой составляющей разделенных трансформант наблюденного поля (см. рис. 9в, г, цветная вкладка).

Таким образом, выбор условно «гидростатической» плотности $\sigma_0(z)$ в качестве фоновой плотности «нормального» поля позволяет не только унифицировать алгоритмы решения прямых и обратных задач гравиметрии, но и строить физически содержательные примеры строения неоднородной геологической среды.

Заключение

Обоснованное решение задач региональной геологии и минерагении практически невозможно без учёта особенностей глубинного строения верхней части литосферы. Анализ результатов выполненных исследований по созданию объемной геолого-геофизической модели ВЧЛ Северной и Средней части Уральского региона, свидетельствует о том, что достаточно представительную информацию можно извлечь из работ по региональным профилям и геотраверсам ГСЗ, выполненных в значительных объемах по всей территории России. Для количественного обеспечения полномасштабных работ подобного плана нами разработан корректный и объективный аппарат поэтапного математического сопровождения. Преобразование входной информации в формат сеточных функций позволяет резко сократить трудоемкость предварительной обработки данных и увеличить эффективность последующих вычислительных схем.

На основе быстрых алгоритмов решения прямых и обратных задач гравиметрии разработана непрерывная технологическая цепочка построения сеточных функций по слоям трехмерной плотностной модели. Для корректного сопоставления наблюденных и расчетных аномалий предложен способ вычисления плотности относимости «нормальной модели плоского слоя». Реализован метод вычисления аномалий от неоднородных по плотности слоев с криволинейными границами.

Сеточные технологии построения плотностных и геолого-геофизических моделей глубинного строения земной коры и верхней мантии могут быть использованы для других регионов России при составлении сводных структурно-тектонических карт перспективного районирования в соответствии с Государственной программой Российской Федерации до 2020 г.: «Воспроизводство и использование природных ресурсов» в части раздела «Воспроизводство минерально-сырьевой базы, геологическое изучение недр».

Работы выполнены при частичной поддержке проекта по программам фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 12-Т-5-1018.

Литература

Акимова Е.Н., Гемайдинов Д.В. Параллельные алгоритмы решения задачи гравиметрии о восстановлении плотности в слое // Тр. Ин-та математики и механики УрО РАН. Екатеринбург, 2007. Т. 13. № 3. С. 3–21.

Бызов Д. Д. Быстрый алгоритм решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии без учета размагничивания // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Мат-лы 40-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. М., 2013. С. 67–70.

Бычков С.Г. Методы обработки и интерпретации гравиметрических наблюдений при решении задач нефтегазовой геологии. Екатеринбург: Горный институт УрО РАН, 2010. 187 с.

Геотраверс «ГРАНИТ»: Восточно-Европейская платформа–Урал–Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) / Под ред. С.Н. Кашубина. Екатеринбург: ГУПР России по Свердловской области; ФГУГП «Баженовская экспедиция», 2002. 312 с.

Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Соболев И.Д. Проблемы связи верхних структур земной коры с глубинным строением Уральского региона // Сов. геология. 1974. № 10. С. 12–55.

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., Егоркин А.В., Кашубин С.Н. Новые данные о глубинной структуре Урала и прилегающих к нему областей по данным ГСЗ // ДАН СССР. 1990. Т. 315. № 5. С. 1089–1090.

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

Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Начапкин Н.И., Бахвалов А.И. Использование результатов геофизических исследований на

региональных профилях для глубинного геокартирования // Разведка и охрана недр. 2000б. № 2. С. 2–6.

Дружинин В.С., Начапкин И.И., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Осипов В.Ю. Методика построения плотностных моделей верхней части литосферы по данным ГСЗ (на примере Красноленинского профиля) // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле земли, интерпретация геофизических полей. Четвертые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 15–17.

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

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

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

Кобрунов А.И. Разрешимость и эквивалентность в обратной задаче гравиразведки для нескольких плотностных границ // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 5. С. 67–75.

Козленко В.Г., Старостенко В.И., Баранова Е.П., Гурова И.Ю. Сейсмогравитационное моделирование земной коры: проблема учета тектонического фактора // Физика Земли. 1997. № 8. С. 20–30.

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

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

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

Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В., Савченко А.С. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса // Геофизический журнал. 2010. Т. 32. № 6. С. 175-214.

Маловичко А.К. Методы аналитического продолжения аномалий силы тяжести и их приложения к задачам гравиразведки. М.: Гостоптехиздат, 1956. 160 с.

Мартышко П.С. Обратные задачи электромагнитных геофизических полей. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 143 с.

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

Мартышко П.С., Кокшаров Д.Е. Об определении плотности в слоистой среде по гравитационным данным // Геофизический журнал. 2005. Т. 27. № 4. 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. 2010. № 11. С. 23–35.

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. Методика сейсмо-плотностного моделирования верхней части литосферы по «сеточной» технологии // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Шестые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: УрО РАН, 2011а. С. 246–248.

Мартышко П.С., Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Фёдорова Н.В., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г. Методика и результаты создания объёмной 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. При-

менение сеточных функций в задачах трехмерного плотностного моделирования // Уральский геофизический вестник. 2012а. № 1. С. 30–34.

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

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

Надежка Л.И., Ипполитов О.М., Золототрубова Э.И. Некоторые особенности распределения плотности в литосфере Воронежского кристаллического массива // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Шестые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 265–268.

Простолупов Г.В., Новоселицкий В.М., Конешов В.Н., Щербинина Г.П. Об интерпретации гравитационного и магнитного полей на основе трансформации горизонтальных градиентов в системе «VECTOR» // Физика Земли. 2006. № 6. С. 90–96.

Пруткин И Л. О решении трёхмерной обратной задачи гравиметрии в классе контактных поверхностей методом локальных поправок // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 1. С. 67–77.

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., 1987. С. 182–191.

Семенов Б.Г. О комплексировании данных сейсмометрии и гравиметрии при составлении сейсмоплотностной модели земной коры // Земная кора и полезные ископаемые Урала. Екатеринбург, 1993. С. 61–69.

Сербуленко М.Г. Линейные методы разделения потенциальных полей // Курс гравиразведки и магниторазведки (специальные главы) / Под ред. чл.-кор. Э.Э. Фотиади Новосибирск, 1966. С. 389–457.

Страхов В.Н., Романюк Т.В. Восстановление плотностей земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 6. С. 44–63.

Федорова Н.В., Колмогорова В.В., Ладовский И.В. Геофизические модели строения земной коры по Красноленинскому профилю // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1. С. 59–68.

Цирульский А.В. Функции комплексного переменного в теории и методах потенциальных геофизических полей. Свердловск: УрО РАН СССР, 1990. 132 с.

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

Цидаев А.Г., Фадеева Н.В., Бызов Д.Д. Об одном методе решения линейной обратной задачи гравиметрии // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Мат-лы 38-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Пермь, 2011. С. 288–291.

УДК 550.8.056

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ САРЫМ-САКЛЫ И ВОРОВСКАЯ ЯМА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Федорова Н.В., Носкевич В.В., Иванченко В.С., Бебнев А.С., Маликов А.В. **–** Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Приведены результаты детальной магнитной съемки укрепленного поселения бронзового века Сарым-Саклы. Получены цифровые магнитные карты поселения, которые позволяют реконструировать планировку городища без разрушения культурного слоя. По результатам георадарной съемки получена модель древнего медного карьера Воровская Яма в период его разработки. На южном раскопе поселения бронзового века Ольгино из культурного слоя были отобраны образцы грунта для петрофизических исследований. В лабораторных условиях проведены измерения магнитных свойств: магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности.

Магнитная съемка, георадарная съемка, магнитные свойства грунтов, археологические памятники.

GEOPHYSICAL METHODS OF RESEARCH OF ARCHAEOLOGICAL MONUMENTS SARYM-SAKLY AND VOROVSKAYA YAMA (SOUTHERN URAL MOUNTAINS)

Fedorova N.V., Noskevich V. V, Ivanchenko V. S., Bebnev A.S., Malikov A.V. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. Results of detailed magnetic survey of the Bronze Age fortified settlement Sarym-Sakly are resulted. Digital magnetic maps of the settlement which have allowed to reconstruct a lay-out of a site of ancient settlement without excavations are received. By results of ground penetrating radar (GPR) survey the model of an ancient copper mine Vorovskaya Yama in its working out is received. On southern excavation of the Bronze Age settlement Olgino from a cultural layer have been selected samples of a ground for petrophysical researches. Measurements of magnetic properties in laboratory investigations: a magnetic susceptibility and remanent magnetization carried out.

Magnetic survey, GPR survey, magnetic properties soils, archaeological monuments.

Введение

В настоящее время для исследования археологических памятников все чаще используются естественнонаучные методы. Среди них прочное место занимают методы малоглубинной геофизики. Основное преимущество геофизических методов заключается не только в том, что они определяют местоположение археологических памятников или позволяют провести детальное исследование их внутренней структуры, но и в том, что это происходит без нарушения поверхностного слоя почвы и исторического объекта. Кроме того, существенным достоинством геофизических методов является возможность послойного изучения археологического памятника.

В конце 70-х – 90-е гг. двадцатого века на Южном Урале были открыты обширные укрепленные поселения с замкнутой системой обороны, сосредоточенные на достаточно компактной территории в 80000 км ^{2}.

К настоящему времени по результатам дешифрирования аэрофотоснимков открыто более 20 таких поселений, датируемых периодом финала средней бронзы (Зданович, Батанина, 2007). Городища практически полностью находятся под землей. В течение многих лет на территории проводилась распашка земли под посевные культуры. Стены ряда поселений разрушены, жилищные впадины и грунтовые насыпи курганов распаханы.

Поэтому, учитывая, что поселения имеют большие размеры (их поперечники могут достигать сотни метров), изучение поселений с 1995 г. проводится геофизическими методами (Тибелиус, 1995; Пунегов, 2009; Муравьев и др., 2009; Корякова и др., 2010; Носкевич и др., 2012).

В рамках проекта Уральского Отделения РАН «Междисциплинарное исследова-

ние памятников эпохи бронзы Южного Урала» в 2009–2012 гг. были проведены геофизические работы на двух укрепленных поселениях Каменный Амбар (Ольгино) и Коноплянка. Территория памятников была покрыта детальной магнитной съемкой.

В результате исследований по магнитным аномалиям удалось выяснить точное положение внешних и внутренних оборонительных стен и внутреннюю планировку обоих городищ (Федорова, Носкевич, 2012). Построенные карты магнитных аномалий позволяют археологам выбирать для раскопок наиболее обоснованно интересные места памятников, что снижают риск проводить «раскопки вслепую».

Геофизические исследования в полевой сезон 2012 г. проводились на трех археологических памятниках на Южном Урале.

На рис. 1 показано расположение этих объектов на географической карте. На укрепленном поселении Сарым-Саклы проведена детальная магнитная съемка с целью реконструкции внутренней планировки памятника, локализации мест медеплавильного и гончарного производства. На древнем медном руднике бронзового века Воровская Яма выполнена профильная георадарная съемка дна карьера с целью определения рельефа карьера при его эксплуатации. На раскопе поселения Ольгино были взяты образцы грунтов из культурного слоя, вызывающего магнитные аномалии, для проведения в лабораторных условиях петромагнитных исследований.

В настоящей работе приведены результаты геофизических исследований, проведенные в 2012 г. в рамках проекта 12-М-456-2024 «Природа и общество Южного Зауралья в эпоху бронзы: междисциплинарный анализ археологических памятников».

Краткое описание поселения Сарым-Саклы

Укрепленное поселение Сарым-Саклы расположено на правом берегу р. Зингейка, левом притоке реки Урал. Памятник открыт в 1987 г. И.М. Батаниной по результатам дешифрирования данных аэрофотосъемки (Зданович, Батанина, 2007).

В 1988 и 1995 гг. проведены полевые обследования поселения археологами. Во время археологических экспедиций на территории поселения были заложены три шурфа в западной и восточной части поселения. В результате раскопов найдены «лепешки» медного шлака и фрагменты керамики синташтинского типа, что позволило датировать памятник концом III–первой четвертью II тыс. до н.э.

По опросам старейших местных жителей и по данным архивных картографических материалов эта местность в конце XIX – начале XX века называлась урочи-

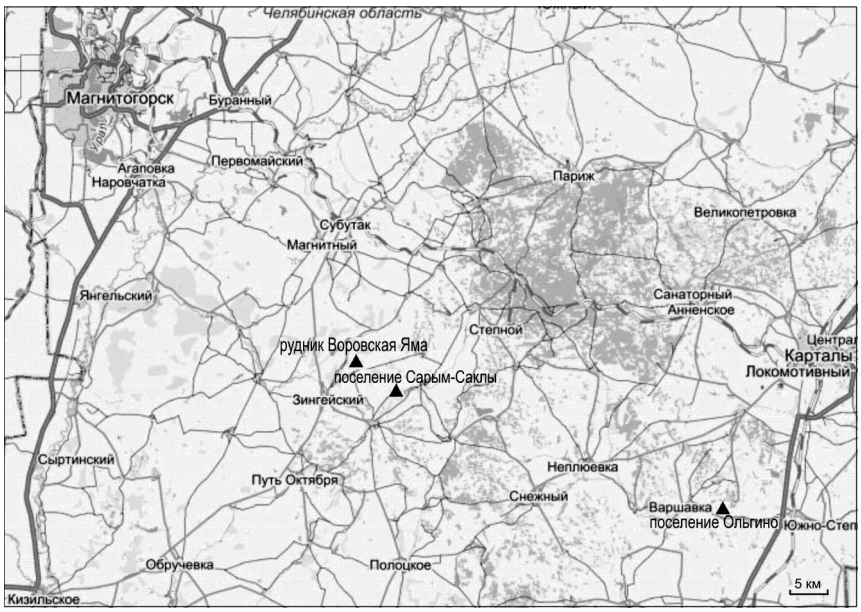


Рис. 1. Фрагмент карты Челябинской области. Положение исследуемых археологических памятников отмечено треугольниками

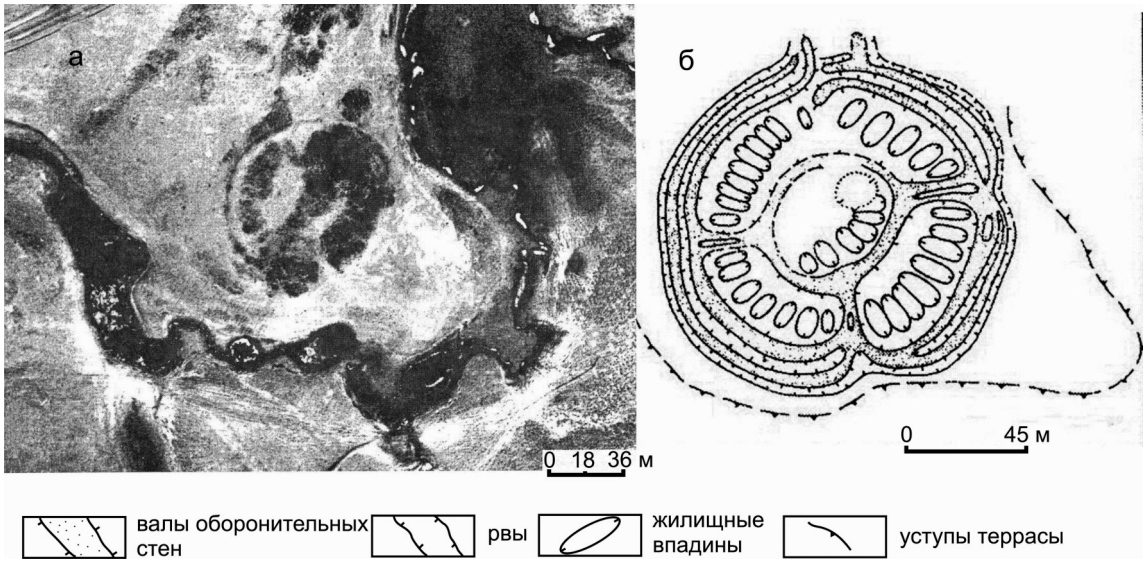


Рис. 2. Укрепленное поселение Сарым-Саклы: а) аэрофотоснимок долины реки Зингейка, сделанный в 1974 г.; б) схема поселения по результатам дешифрирования снимка (Зданович, Батанина, 2007)

щем Сарым-Саклы, что и дало название памятнику. Поселение многослойное, круглой формы, включает в себя два концентрических круга оборонительных стен и два ряда жилищных впадин, расположенных по внутренним периметрам укреплений. Диаметр городища около 125 м. Общая площадь памятника около 13 тыс. кв. м. На аэрофотоснимке 1974 г. (рис. 2а) показана долина р. Зингейка. В петлеобразной излучине реки отчетливо видна округлая структура укрепленного поселения Сарым-Саклы. Светлое кольцо – задернованный земляной вал и развалы фортификационных сооружений. Радиальные пятна по внутреннему периметру кольца – жилищные впадины. На рис. 2б показана схема поселения после дешифрирования. Ранее геофизических исследований на территории укрепленного поселения Сарым-Саклы не проводилось.

Методика микромагнитной съемки

Результаты геофизических исследований на поселениях Ольгино и Коноплянка показали, что при картировании городищ достаточно использовать масштаб съемки 1:50 (Муравьев и др., 2009; Носкевич и др., 2010). При выполнении съемки производились одновременные измерения на двух высотах: 2 и 0,2–0,35 м. Для выделения локальных аномалий от древних построек данные измерений на высоте 2 м можно использовать в качестве поля относимости для измерений на высотах 0,2–0,35 м.

При анализе данных съемки были выявлены некоторые погрешности, возникающие из-за того, что съемки на городищах Ольгино и Коноплянка проводились в течение нескольких полевых сезонов. Поэтому мы изменили некоторые методические приемы микромагнитной съемки, описанные в работе (Муравьев и др., 2009) и на поселении Сарым-Саклы использовали следующую методику.

Съемка выполнялась в непрерывном режиме градиентометром SM-5 Navmag. Масштаб съемки 1:50. Датчики градиентометра были расположены вертикально на высотах 0,25 и 2 м от поверхности земли и были смонтированы на немагнитную подвижную платформу.

Территория памятника была разбита на квадратные участки размером 40х40 м, при этом одна из сторон квадрата была ориентирована по магнитному меридиану с помощью буссоли. На каждом квадрате через 0,5 м были выполнены измерения на 81 профиле с регистрацией модуля геомагнитного поля на указанных высотах.

Для того чтобы исключить погрешности, которые может вносить оператор и регистрирующая аппаратура, все проходы

выполнялись в одном направлении – с юга на север. Измерения записывались в блок памяти через 1 с.

На участке работ для учета вариаций геомагнитного поля во время съемки устанавливалась вариационная станция, в качестве которой использовался магнитометр POS-1. Период измерения вариационной станции составлял 3 с. Синхронизация времени как градиентометра, так и вариационной станции осуществлялась по GPS-приемникам, которые входят в состав применявшейся аппаратуры.

Такая методика микромагнитной съемки позволила значительно сократить время, и съемка территории памятника Сарым-Саклы была выполнена за две недели.

Результаты исследования и реконструкция поселения Сарым-Саклы

По результатам полевых измерений построена карта магнитных аномалий как разность измеренных значений геомагнитного поля на высотах 0,25 и 2 м (рис. 3).

К полученным аномальным данным применялись различные способы фильтрации, что позволило уверенно выделить границы фортификационных сооружений – ров и две кольцевые стены, а также внутренние радиальные стены, примыкающие к оборонительной стене. Длина этих стен около 20 м и они разделяют территорию, примыкающую к оборонительной стене, на 29 секторов. Внутренняя кольцевая стена, которая, возможно, разделяла второй ряд жилищ, в магнитном поле не проявилась.

Средние размеры жилищных секторов примерно 20х10 м. Внутри многих жилищ отчетливо выделяются локальные аномалии, по-видимому, созданные остатками колодцев и печей. Эти аномалии расположены в правильном порядке в центре жилищ и примерно на одинаковом расстоянии от кольцевой оборонительной стены.

По наличию разрывов в оборонительном кольце можно предположить, что поселения имело два входа – северный и южный.

В северо-восточной части магнитной

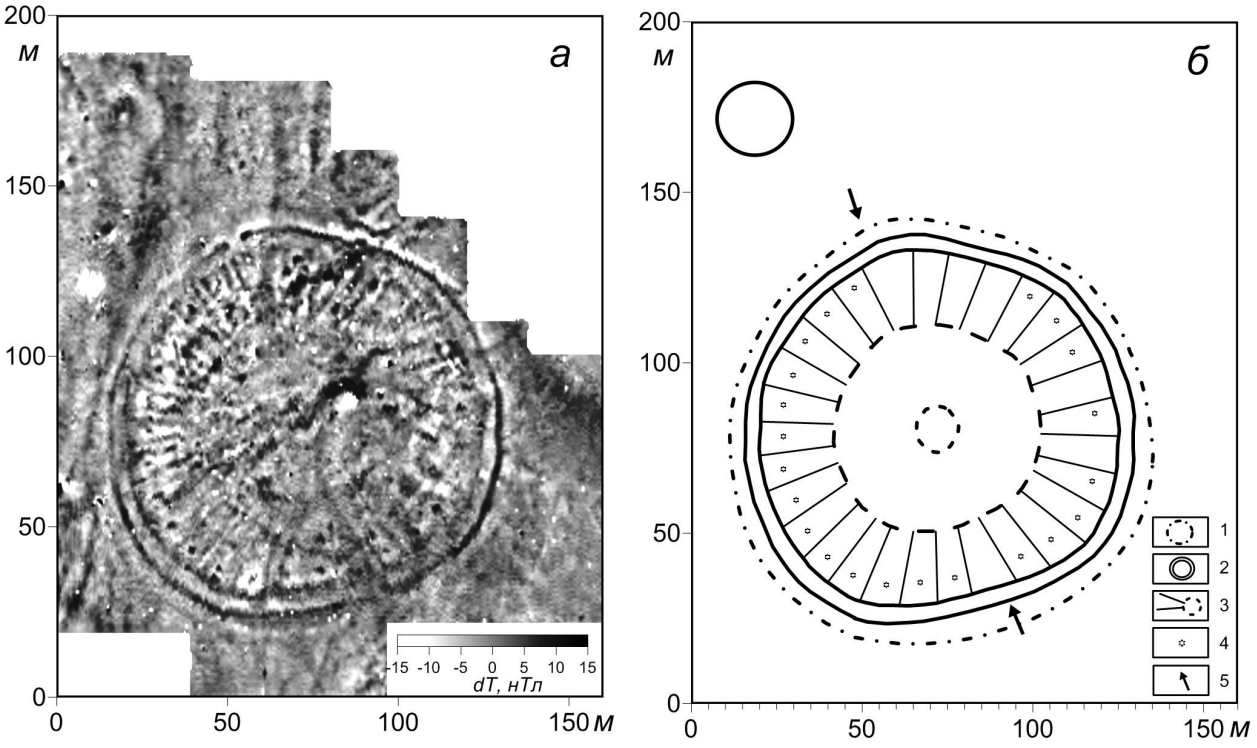


Рис. 3. Поселение Сарым-Саклы: а) карта локальных аномалий магнитного поля; б) схема поселения, реконструированная по данным магнитной съемки. Обозначения: 1 – граница магнитных аномалий над внешним рвом; 2 – оборонительные стены поселения; 3 – внутренние стены, разделяющие помещения; 4 – интенсивные аномалии внутри жилищ от колодцев или печей; 5 – входы в городище

карты за пределами поселения уверенно выделяется аномалия от могильного кургана, диаметр которого составляет 20–22 м.

Краткое описание древнего медного рудника Воровская Яма

Древний рудник Воровская Яма был выявлен в 1995 г. В.В. Зайковым, Г.Б. Здановичем и А.М. Юминовым на левобережье реки Зингейка в 5 км к юго-востоку от поселка Зингейский Кизильского района Челябинской области (Зайков и др., 1995). В настоящее время карьер имеет диаметр 30–40 м и глубину 3–5 м.

Название, данное местными жителями, рудник получил из-за того, что это понижение рельефа местности часто использовалось для укрытия ворованного скота (рис. 4).

Карьер окружен прерывистым отвалом шириной от 5 до 15 м и высотой 0,8–1,5 м. В карьере и по его бортам ранее геологами было пройдено несколько канав, в результате детального документирования которых составлены разрезы (Зайков и др., 1995; 2000). В настоящее время борта карьера оплыли, а канавы на дне карьера затянуты грунтом.

Для расчленения разреза и выделения древнего ложа карьера была проведена георадарная съемка.

Рис. 4. Внешний вид рудника Воровская Яма

Методика георадарной съемки

При георадарных исследованиях основным признаком для расчленения толщи искусственных или естественных слоев пород является их контраст по диэлектрической проницаемости. В таблице представлены интервалы значений диэлектрической проницаемости (Финкельштейн и др.,1986) в метровом диапазоне волн для комплекса горных пород, встреченных в разрезах карьера в условиях естественной влажности.

Таблица. Интервалы значений диэлектрической проницаемости

Тип породы	Диэлектрическая проницаемость (ед.СИ)
Глины	5–30
Суглинки	9–25
Супесь	6–16
Почва твердая	8–12
Скальные породы	3–6

По значениям диэлектрической проницаемости комплекс осадочных пород слабо контрастен. Коренные породы имеют значительный контраст по диэлектрической проницаемости с осадочным комплексом, как минимум в два раза. Это обстоятельство создало хорошие предпосылки для проведения георадарной съемки и выделения отражающих границ от коренных пород, которые и определяют поверхность карьера во время его разработки.

Для корректной интерпретации радарограмм и учета поправок за рельеф была проведена нивелировка карьера (рис. 5).

Топографическая съемка выполнена по профилям, расстояние между профилями 2 м и расстояние между точками измерений по профилю 1 м.

Георадарная съемка проводилась георадаром SIR-3000 (GSSI) с антенной 400 МГц. Обработка осуществлялась с помощью программного обеспечения RADAN 6.6 (GSSI). Съемка проводилась по девяти профилям длиной до 20 м, расстоянием между профилями 2 м и шагом между пикетами по профилю 0,1 м.

Перед съемкой были выбраны следующие параметры для сбора данных по точкам: временное окно – 90 нс, число выборок на сканирование – 1024, формат сбора данных – 16 разрядов, число сканирований

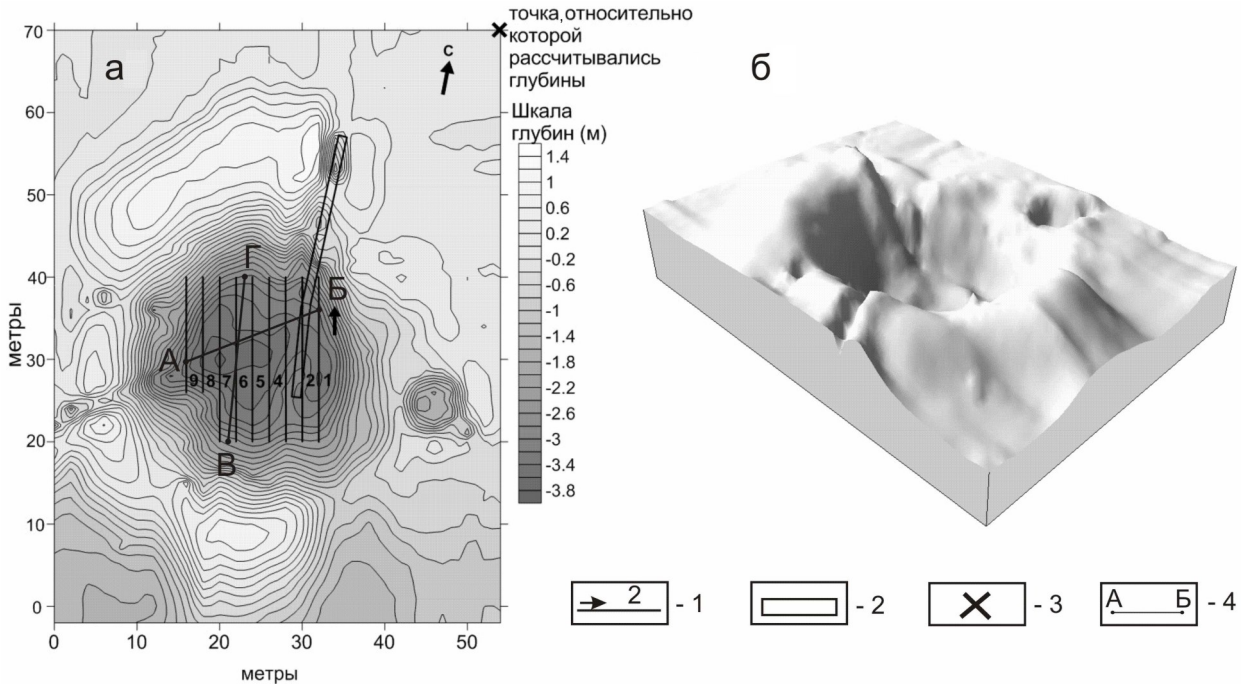


Рис. 5. Результаты топографической съемки рудника Воровская Яма: а – карта относительных отметок рельефа в виде изолиний; б – трехмерное изображение современного рельефа рудника. Условные обозначения: 1 – георадарные профили и их номера; 2 – канава ВК–4; 3 – точка, относительно которой рассчитывались отметки рельефа; 4 – профили АБ и ВГ, для которых построены разрезы

на метр – 10, диэлектрическая постоянная – 12, число сканирований в секунду на каждой точке – 64.

Обработка и результаты георадарных исследований

Все профили обрабатывались по одинаковой схеме. Редактирование записанных профилей заключалось в присвоении соответствующим маркерам в базе данных относительных превышений рельефа. Далее проводилась коррекция позиции нуля глубины и времени, фильтрация данных вертикальным фильтром в диапазоне 100 – 800 МГц, горизонтальная фильтрация для удаления фона с максимальной длиной фильтра, равной числу сканирований. Затем вводились поправки за рельеф.

На рис. 6 в качестве примера показаны результаты исследований по профилю 2 после обработки данных георадарной съемки. Интерпретация заключалась в выделении на профиле отражающих границ (рис. 6а). Разрез по этим данным (рис. 6б) хорошо согласуются с разрезом (рис. 6в), построенным геологами по пройденной ранее канаве ВК-4 (Зайков и др., 2000).

В результате выделено два комплекса: нижний, отбивающий кровлю коренных пород, и верхний, связанный с техногенными или переработанными грунтами. На профилях в зоне верхнего комплекса отмечаются слабые отражающие границы, вызванные следами отвалов, погребенных канав и шурфов.

После интерполяции границ между верхними и нижними георадарными комплексами и нормализации глубин этих границ была построена объемная модель рельефа рудника в период его разработки, а также по профилям АБ и ВГ построены разрезы (рис. 7).

Из разреза по линии АБ видно, что более глубокая часть карьера была расположена в западной зоне древнего рудника. По-видимому, в этом месте и проводилась разработка медных руд.

В результате проведенных исследований удалось оценить мощность наносов,

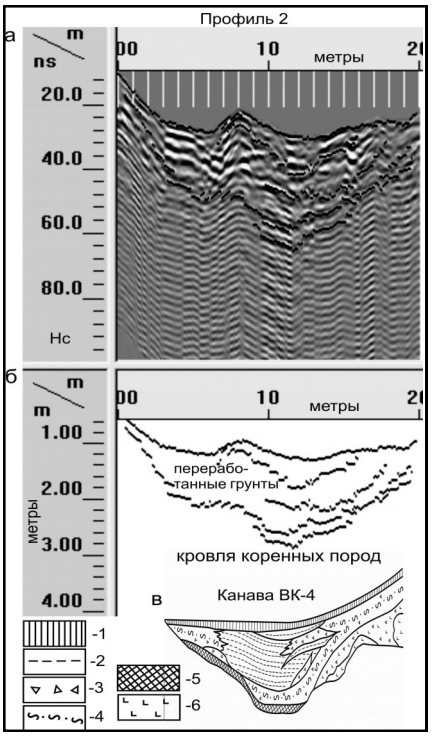


Рис. 6. Результаты георадарных исследований по профилю 2: а – радарограмма; б – разрез, построенный по границам интенсивных отражении радиоволн; в – геологический разрез по канаве ВК-4 (Зайков и др., 2000); условные обозначения: 1 – современный почвенно-растительный слой; 2 – прослои погребенных почв; 3 – дресва и щебень; 4 – суглинки; 5 – родингиты с примазками медных руд; 6 – базальты

образовавшихся к настоящему времени, которая варьирует в пределах карьера от 0,5–1 м на кромке выработки и до 4–5 м в забое. Максимальная глубина карьера в древности достигала 6–7 м.

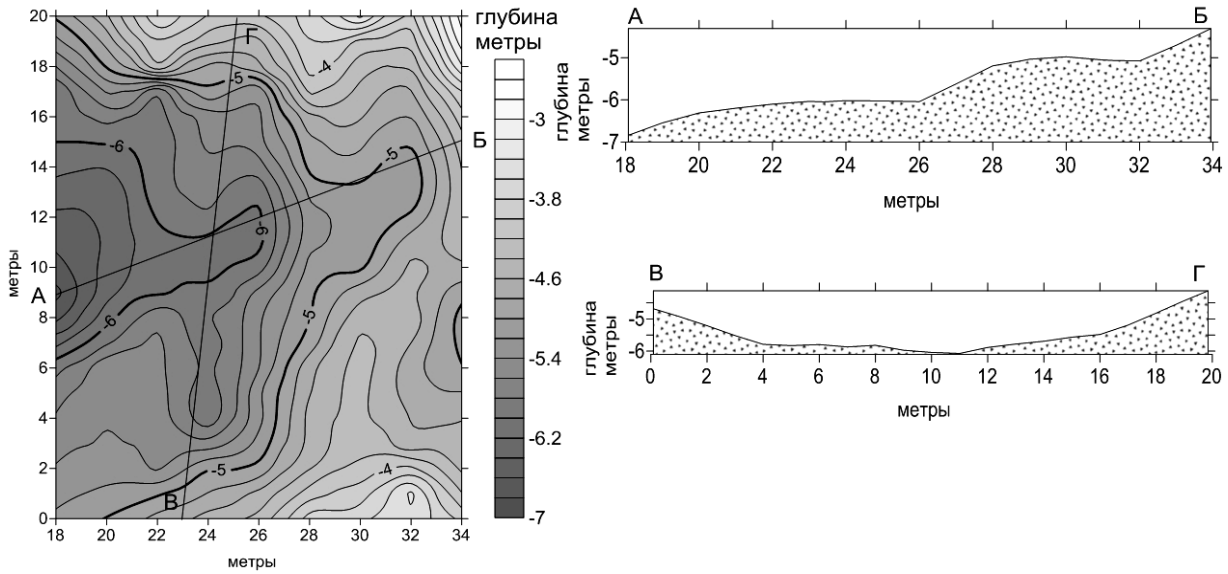


Рис. 7. Рельеф древнего рудника в период его эксплуатации на плане в виде изолиний и на разрезах для профилей АБ и ВГ. Глубины даны относительно современной поверхности

Заключение

В результате геофизических исследований археологических памятников на Южном Урале в полевой сезон 2012 г. получены следующие результаты.

По данным микромагнитной съемки укрепленного поселения бронзового века Сарым-Саклы построены цифровые магнитные карты поселения. На их основе составлена схема планировки городища.

По результатам георадарной съемки построена объемная модель древнего карьера Воровская Яма, локализовано место добычи руды. Эти данные позволяют оценить глубину и объем выработок в период разработки месторождения меди в бронзовом веке.

Работа выполнена при поддержке Уральского отделения РАН (проект 12-М -456-2024 «Природа и общество Южного Зауралья в эпоху бронзы: междисциплинарный анализ археологических памятников»).

Литература

Зайков В.В., Зданович Г.Б., Юминов А.М. Медный рудник бронзового века «Воровская яма» (Южный Урал) // Культуры древних народов степной Евразии и феномен протогородской цивилизации Южного Урала. Кн. 2. Челябинск: ЧелГУ, 1995. С. 157–162.

Зайков В.В., Зданович Г.Б., Юминов А.М. Воровская яма – новый рудник бронзового века на Южном Урале // Археологический источник и моделирование древних технологий. Челябинск: Археологический центр Аркаим, 2000. С. 112–130.

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

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

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

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

Носкевич В.В., Федорова Н.В., Корякова Л.Н., Шарапова С.В. Геофизика и археология поселений бассейна реки Карагайлы-Аят // Уральский исторический вестник. 2012. № 4. С. 60–69.

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

Тибелиус В. Я. Результаты геофизических исследований на Аркаиме // Россия и Восток: проблемы взаимодействия. Кн. 2. Челябинск. 1995. С. 76–79.

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

Финкельштейн М.И., Кутев В.А., Золотарев В.П. Применение радиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной геологии. М.: Недра, 1986. 128 с.

УДК 550.837

ИЗУЧЕНИЕ СОСТОЯНИЯ ГРУНТОВЫХ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ ВЕРТИКАЛЬНЫМИ И ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫМИ ЭЛЕКТРОЗОНДИРОВАНИЯМИ

Федорова О.И., Горшков В.Ю., Маликов А.В. – Институт геофизики Уро РАН, Екатеринбург

Аннотация. Рассмотрены результаты комплексирования вертикальных и дифференциальных электрических зондирований при изучении состояния грунтовых гидротехнических сооружений. Предложенная методика позволяет исследовать электрофизические характеристики насыпного материала плотин и выявлять локальные геоэлектрические неоднородности, связанные с просачиванием воды сквозь тело сооружения.

Грунтовое гидротехническое сооружение, геоэлектрическая неоднородность, электропроводность, зондирование.

STUDYING OF THE STATE SOIL HYDRAULIC ENGINEERING CONSTRUCTIONS BY VERTICAL AND DIFFERENTIAL ELECTRICAL SOUNDING

Fedorova O.I., Gorshkov V.Yu., Malikov A.V. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. Results of the integration of vertical and differential electrical soundings at studying of soil hydraulic engineering construction are considered. The tendered technique allows to prospect electromanual performances of the construction and to reveal local geoelectric inhomogeneity.

Soil hydraulic engineering construction, geoelectric inhomogeneity, electrical conductivity, sounding.

Введение

Грунтовые гидротехнические сооружения (ГТС) – плотины, ограждающие дамбы и т.д. сложены из насыпного материала, имеющего сложный гранулометрических состав: суглинок, супесь, глина с разным содержанием щебня. В процессе длительной эксплуатации сооружения из-за постоянного гидравлического напора возможно просачивание воды по водопроницаемым участкам в теле плотины, что вызывает разжижение насыпного грунта и потерю прочностных свойств гидротехнического сооружения. Поэтому необходимо осуществлять контроль состояния плотин, дамб с целью прогнозирования возможных катастрофических событий. Для этого перспективно применение геофизических, прежде всего, геоэлектрических методов, поскольку переувлажнение грунта, в первую очередь, отражается на изменении его электропроводности.

Изучение электрофизических характеристик ГТС от верхней его части до основания проводится с помощью электромагнитных зондирований. Если внешняя часть грунтовых плотин с поверхности ничем не укреплена, то, чаще всего, применяются кондуктивные методы электрозондирований на постоянном (низкочастотном) токе, среди которых предпочтение отдается методу вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ).

Теоретические основы в методе ВЭЗ хорошо проработаны для модели горизонтально-слоистой среды. Но на искусственных грунтовых сооружениях среда не всегда может удовлетворять такой модели из-за погрешностей в технологии строительства, сложного состава грунта, разной его влагонасыщенности и т.д. Тогда при интерпретации приходится ограничиваться качественными данными об электросопротивлении среды.

В электроразведке на постоянном токе известны методы чистых аномалий. К ним относится метод MAN, использующий дифференциальную установку, в которой между двумя приемными заземлениями M и N в центре располагается питающее заземление A, второе отнесено в бесконечность (Тархов, 1957). В этом случае измеряемая разность потенциалов (ΔU) в однородной и горизонтально-слоистой среде равна нулю, а аномальная ΔU появляется над неоднородностью. Метод применялся

в 50–60 годах только в варианте профилирования для глубинных исследований. В работах (Улитин, Федорова, 1999; Улитин и др., 2000) показано использование профилирования с дифференциальной установкой MAN при геоэлектрической методике контроля состояния грунтовых гидротехнических сооружений. Но профилирование позволяет выявить неоднородности, находящиеся лишь на некоторой глубине, зависящей от размера установки. В разрезе геоэлектрическую характеристику аномальной разности потенциалов, возникающей вокруг неоднородностей, можно получить зондированием за счет увеличения разноса между приемными заземлениями. Построение разреза ΔU от полуразноса приемной линии даст качественное представление о распределении разности потенциалов с глубиной.

Для обоснования электрозондирований с дифференциальной установкой MAN выполнены теоретические расчеты над локальными объектами – погруженным шаром и безграничным вертикальным пластом, выходящим на поверхность, – и в рамках рассмотренных моделей выделены некоторые критерии качественной интерпретации экспериментальных данных (Улитин, Федорова, 2009).

При дефектоскопии грунтовых гидротехнических сооружений дифференциальные зондирования дадут возможность изучить распространение локальных неоднородностей в разрезе, но не позволят определить электрическое сопротивление как аномальной области, так и вмещающей среды из-за специфики установки. Поэтому необходимо применять дифференциальные зондирования с каким-либо методом сопротивлений. Авторами предлагается зондирования с установкой MAN комплексировать с методом ВЭЗ.

Методика и результаты экспериментальных исследований

Комплексная методика вертикальных и дифференциальных зондирований рассмотрена в работе (Пат. 2332690). Суть методики состоит в совмещении установок: симметричной четырехэлектродной (ВЭЗ) и дифференциальной (MAN) – и проведении двойных зондирований в точке измерений. Результаты зондирования представляются разрезами двух типов: разрезами MAN – разности потенциалов, приведенных к выходному току питающего генератора; разрезами ВЭЗ – кажущихся сопротивлений, построенных по профилю в зависимости от полуразноса приемных электродов. Качественная интерпретация сводится к выделению аномальных областей на обоих разрезах и их сравнению. Глубина до аномалий, возникающих вокруг неоднородностей, в методе MAN, как показали расчеты, соизмерима с полуразносом приемной линии (*MN/2*), поэтому глубинность исследований приближенно можно оценивать по разрезу $\Delta U/I$.

Комплексирование вертикальных и дифференциальных электрозондирований было опробовано на гидротехническом объекте – плотине, ограждающей накопитель жидких отходов производства крупного химического предприятия (Челябинская обл.). Плотина высотой 15–18 м сложена из грунтового насыпного материала. Экспериментальные работы проводили по верхнему бьефу центральной части плотины, где ранее по геоэлектрическим исследованиям обнаружены участки, в пределах которых предположительно происходит просачивание воды из водохранилища. Пункты измерений размещались через 20 м, минимальный и максимальный полуразнос зондирований AB/2(MN/2) = 1,5–50 м, бесконечность для дифференциальной установки составляла 350 м. Результаты работ представлены на рис. 1 (цветная вкладка).

Полученные кривые ВЭЗ показали значительную неоднородность как насыпного материала плотины, так и подстилающей геологической среды, что хорошо видно на разрезе кажущихся сопротивлений (см. рис. 1а). В этом случае выполнить количественную обработку данных по существующим распространенным программам, в основе которых заложена горизонтально-слоистая модель среды, не представляется возможным. По результатам качественной интерпретации выявле-

ны следующие электрофизические особенности изучаемой среды. Вблизи поверхности кажущееся сопротивление грунта практически по всему профилю превосходит 50 Ом·м. При увеличении полуразносов питающих заземлений сопротивление грунтового материала уменьшается.

На разрезе $\rho_к$ по всей длине профиля выделяется зона пониженного (менее 30 Ом·м) сопротивления, верхняя граница которой ограничивается полуразносами 8–10 м, нижняя – 20–40 м, а на пикетах 730–710 и 650–630 электросопротивление составляет менее 20 Ом·м при полуразносах 10–20 м. В основание разреза чередуются участки повышенного (более 200 Ом·м) и пониженного (30–40 Ом·м) кажущегося сопротивления.

При дифференциальных зондированиях (MAN) из-за разных условий заземления приемных электродов приходится использовать ток разной величины, поэтому измеряемая разность потенциалов приведена к выходному току генератора. На разрезе значений $\Delta U/I$ выявлены две поверхностные аномалии (см. рис. 1б). Первая – на пикете 770 приурочена, по всей видимости, к обнаруженной ранее и на момент проведения измерений уже затампонированной каверне. Каверна по результатам заверочного бурения находилась на отметках 2,4–5,3 м. Нижняя граница аномального объекта отмечается изолинией 0,2–0,5 В/А на полуразносах 5–6 м. На разрезе $\rho_к$ высокоомный затампонированный участок выделяется не достаточно четко, но зато на полуразносе 5 м фиксируется низкоомная аномалия, что свидетельствует о просачивании воды из накопителя ниже устраненного дефекта в теле насыпи. Аномалия повышенных значений разности потенциалов на пикете 650, обнаруженная дифференциальным зондированием, на разрезе сопротивлений проявляется слабо, незначительным повышением $\rho_к$. Можно предположить, что здесь происходит разуплотнее насыпного материала.

На пикете 710 прослеживается вертикальная аномалия повышенных значений $\Delta U/I$. В этом месте рядом с точкой измерений находились три тампонажных скважины, по всей видимости, здесь также обнаружены пустоты, о чем до выполнения работ не было известно. Поскольку повышенные значения разности потенциалов фиксируются в интервале полуразносов 2–15 м, можно предположить, что тампонаж проведен сквозь всю насыпь до основания плотины. На разрезе кажущихся сопротивлений в этом месте фиксируется проводящая зона, минимальные значения $\rho_к$ которой находятся в интервале полуразносов 10–20 м, т.е. тампонажом устранены пустоты в насыпи, но не решена проблема фильтрации воды из накопителя.

Вторая вертикальная аномалия $\Delta U/I$ выявлена на пикетах 490–470. Максимальные значения измеряемой разности потенциалов находятся в интервале полуразносов 7–15 м, а минимальные значения $\rho_к$ – 15–30 м. Геоэлектрическая морфология поля здесь схожа с ситуацией на пикете 710. На данном участке можно прогнозировать фильтрацию воды через среднюю и нижнюю часть насыпи с возможным размыванием грунта и образованием зоны разуплотнения в теле плотины.

Кроме аномалий с повышенными значениями разности потенциалов на разрезе дифференциальных зондирований отмечаются аномалии пониженных значений (менее 0,02–0,05 В/А), которые вероятнее идентифицировать с зонами пониженных электросопротивлений. Область пониженных разностей потенциалов тянется, так же как и пониженных значений $\rho_к$, вдоль всего изучаемого участка. Но по глубине они не везде совпадают. Так аномалия $\Delta U/I$ (менее 0,02 В/А) на пикетах 670–630 прослеживается в интервале полуразносов 6–15 м, а аномалия $\rho_к$ (менее 20 Ом·м) – 12–25 м. Верхняя кромка аномальной зоны разности потенциалов на пикетах 550–510 фиксируется на глубине 5 м (ПК 530), а по аномалии $\rho_к$ – 10 м (ПК 510). Нижняя граница аномалии $\Delta U/I$ вытягивается до ПК 570, у аномалии $\rho_к$ – до ПК 550. Здесь в центральной части насыпи (пикеты 690–550) происходит утечка воды из накопителя. Это подтверждается просачиванием воды на дневную поверх-

ность у подножия плотины.

Та же методика комплексирования вертикальных (ВЭЗ) и дифференциальных (MAN) электрозондирований была применена на плотине пруда-осветлителя, куда после нейтрализации попадают шахтные воды. Плотина длиной 700 м и высотой 10 –13 м построена на р. Ельчевке, впадающей в Волчихинское водохранилище (Свердловская обл.). Геофизические исследования здесь проводились впервые. Точки наблюдений размещались через 20 м, полуразносы для ВЭЗ: 1,5–100 м, для MAN: 1,5–50 м, бесконечность составляла 400 м.

На разрезе кажущихся сопротивлений (см. рис. 1в) наблюдается преимущественно блочное строение плотины в отличие от выше рассмотренной, где, как видно по изолиниям $\rho_к$, выдерживается послойная засыпка грунта разного состава. В верхней части Ельчевской плотины $\rho_к$ насыпного материала составляет 30–40 Ом·м, и к основанию сопротивление либо остается таким же, либо увеличивается до 50–70 Ом·м. По всей видимости, данная плотина сложена из грунта с небольшим содержанием глины. Выделяются несколько участков пониженного сопротивления в теле плотины: пикеты 2–4; 8–14; 18–24; 40–44; 52–58. Здесь же наблюдается понижение $\rho_к$ и в коренных породах, особенно это касается пикетов 22, 40, 46, 52–58, где наиболее низкие сопротивления, которые могут характеризовать зоны, имеющие тектоническую природу.

На разрезе дифференциальных зондирований (см. рис. 1г) в верхней и центральной части тела плотины отмечаются аномалии повышенной разности потенциалов. На пикете 4, 10 эти аномалии совпадают с областью пониженных $\rho_к$ и локализуются полуразносами 3,8–5; 2–4 м соответственно. Здесь может быть максимальное переувлажнение грунта с возможным разуплотнением. На пикете 36 аномалия $\Delta U/I$ (полуразносы 2,8–6 м) наблюдается на фоне небольшого повышения элеткросопротивления, в этом месте также можно ожидать развитие кавернозности в грунте. Вертикальная аномалия повышенной разности потенциалов, которая прослеживается на пикете 22 от поверхности до основания плотины и протягивается в геологическое пространство, совпадает с пониженными значениями $\rho_к$ и может быть связана с возможной тектонической структурой, находящейся в этом месте.

Пониженные значения $\Delta U/I$, приуроченные к зонам проводимости, фиксируются в основании плотины с 10 по 60 пикеты. Причем аномальная область распространяется как в тело плотины, так и геологическую среду. Это говорит о том, что вода из осветлителя фильтруется и через нижнюю часть плотины, и по водопроницаемым горным породам.

Заключение

Результаты экспериментальных исследований показывают перспективность применения комплексной методики вертикальных и дифференциальных электрозондирований при изучении состояния гидротехнических сооружений. Вертикальные зондирования дают интегральную характеристику электросопротивления насыпного материала, на фоне которой небольшие неоднородности проявляются нечетко. Зондирования с дифференциальной установкой более чувствительны к локальным объектам и дополняют геоэлектрические особенности изучаемой среды, выявленные методом ВЭЗ. По разрезу кажущихся сопротивлений определяются области повышенной проводимости в насыпи, связанные с переувлажнением грунта, которые уточняются и локализуются на разрезах приведенной разности потенциалов. Области разуплотнения грунта возможно связывать с повышенными значениями разности потенциалов. Кроме того, электрозондированиями исследуется верхняя геологическая часть разреза под сооружением и фиксируется фильтрация воды из водоема по водопроницаемым породам. Это важный момент, особенно для водоемов-отстойников, когда с поверхности утечки не наблюдаются, а по рыхлым осадочным отложениям и по трещиноватым породам загрязненные воды инфильтруются в гео-

логическое пространство и распространяются по стоку подземных вод.

Работа выполнена частично при поддержке проекта ОФИ (№ 13-5-004-СГ).

Литература

Тархов А.Г. Об электроразведочных методах чистой аномалии // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1957. № 8. С. 979–989.

Улитин Р.В., Федорова О.И. Кондуктивное дифференциальное профилирование при решении инженерных и геоэкологических задач. Ин-т геофизика УрО РАН. Екатеринбург, 1999. 15 с. – Рукопись деп. в ВИНИТИ. № 2474-В99.

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

Пат. 2332690 (РФ). Способ геоэлектроразведки / Р.В. Улитин, О.И. Федорова. 2008.

Улитин Р.В., Федорова О.И. Особенности распределения электрического поля при дифференциальном электрозондировании над локальными неоднородностями // Уральский геофизический вестник. 2009. № 1. С. 65–69.

УДК 574.5:539.16.047

ИССЛЕДОВАНИЕ ВИДОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК И НАКОПИТЕЛЬНОЙ СПОСОБНОСТИ ЗООПЛАНКТОНА ВОДОЕМА-ОХЛАДИТЕЛЯ БЕЛОЯРСКОЙ АЭС

Чеботина М.Я., Гусева В.П. **–** Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург

Поляков Е.В. **–** Институт химии твердого тела УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В работе приводятся результаты многолетних наблюдений (1986–2011) за состоянием зоопланктонного комплекса и его способностью поглощать радионуклиды и микроэлементы из воды Белоярского водохранилища на Среднем Урале. Рассмотрено влияние различных экологических факторов, определяющих накопление радиоактивных и химических поллютантов зоопланктонными организмами.

Атомная станция, зоопланктон, видовой состав, численность, биомасса, радионуклиды, микроэлементы.

ZOOPLANKTON OF THE COOLING RESERVOIR OF THE BELOYARSKAYA ATOMIC POWER STATION: SPECIES CHARACTERISTICS AND ACCUMULATIVE ABILITY

Chebotina M.Ya., Guseva V.P. – Institute of Plant and Animal Ecology UB of RAS, Yekaterinburg
Polyakov E.V. – Institute of Solid State Chemistry UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The paper gives the results of many-year (1986–2011) observations on the state of zooplankton complex and its ability to absorb radionuclides and microelements from the water of the BNPS cooling pond. The effects of various ecological factors on the accumulation of radioactive and chemical pollutants in zooplankton organisms are reported.

N*uclear power station, zooplankton, species composition, abundance, biomass, radionuclides, microelements*

Атомные электростанции относятся к числу крупных промышленных объектов, оказывающих воздействие на окружающую природную среду. Водные резервуары в районах функционирования атомных электростанций зачастую служат водоемами-охладителями АЭС и поэтому в той или иной степени подвергаются воздействию стоков этих предприятий. При нормальном режиме работы воздействие АЭС на водные экосистемы проявляется за счет влияния преимущественно трех факторов – радиационного, химического и теплового. Воздействие радиационного фактора сводится к тому, что в водоемы-охладители в небольших количествах поступают слаборадиоактивные вещества, которые в силу специфики водных экосистем быстро поглощаются гидробионтами и донными отложениями. В зонах сброса слаборадиоактивных стоков действие радиационного фактора часто проявляется на фоне подогрева воды и механического травмирования мелких гидробионтов. АЭС могут также быть источником химического загрязнения водоемов-охладителей, обусловленного технологическими процессами и разными вспомогательными строительными работами на АЭС. Все перечисленные выше факторы в совокупности могут снижать общую резистентность водных организмов и приводить к различным синергическим эффектам (Чеботина и др., 1992; Егоров, 2007).

Оценка совокупного воздействия различных факторов с учетом их малых доз может быть выполнена методами биоиндикационного анализа, основанного на изменениях структурных характеристик сообществ гидробионтов в водоеме (Крылов, 2012; Пашкова, 2012).

Важным компонентом водного биоценоза является зоопланктон, насчитывающий большое число видов мелких животных организмов, состав которых быстро меняется в зависимости от различных экологических факторов – температуры, режима освещения, времени суток, сезона

года, местообитания, химического состава воды и т.д. Зоопланктон обладает большой суммарной сорбционной поверхностью, поэтому способен быстро адсорбировать поступающие в водную среду радионуклиды и химические элементы, в связи с чем может служить хорошим индикатором загрязнения водной экосистемы в районах АЭС (Чеботина и др., 2002). Имеющаяся в литературе информация касается в основном анализа биоразнообразия зоопланктонных организмов в зависимости от различных экологических факторов водной среды. Однако вопросы накопления радиоактивных и химических загрязнителей этими гидробионтами до настоящего времени остаются недостаточно изученными.

В данном сообщении приводятся результаты многолетних исследований (1986 –2011) состояния зоопланктонного комплекса в водоеме-охладителе Белоярской АЭС на Среднем Урале.

Объекты и методы

Объектом исследования служил зоопланктон Белоярского водохранилища – искусственного водоема**,** образованного в 1959−1963 гг. путем зарегулирования русла р. Пышмы в 75 км от истока. Река относится к Обь–Иртышскому бассейну и является правым притоком р. Туры, впадающей в р. Тобол – приток Иртыша. Вытекает река из оз. Ключевского, расположенного на массиве Молебского болота, вблизи г. Верхняя Пышма. Общая протяженность реки – 626 км, площадь водосбора – 19400 км^2. Скорость течения в межень составляет 0,5–0,7 м/с, ширина в верховье колеблется в пределах 8–10 м, а ближе к устью – 60–100 м.

Белоярское водохранилище используется в качестве водоема–охладителя Белоярской атомной электростанции (БАЭС) – первой крупной промышленной АЭС в мире. Станция пущена в эксплуатацию в 1964 г. Первая очередь БАЭС с уранграфитовыми реакторами канального типа АМБ-100 и АМБ-200 состояла из 1-го и 2-го энергоблоков. 1-й блок выведен из эксплуатации в 1981 г., 2-й проработал с 1967 по 1989 г. В 1980 г. был пущен 3-й энергоблок на быстрых нейтронах корпусного типа с жидкометаллическим теплоносителем (БН-600), который работает и в настоящее время. Заканчивается строительство 4-го энергоблока.

Видовой состав растений исследуемого водоема представлен следующими видами: водоросли – кладофора (*Cladophora fracta* Kütz., *C. glomerata* (L.) Kütz), спирогира (*Spirogira sp*.), водная сеточка (*Hydrodiction reticulatum* Lagerch); высшие растения, из них погруженные: элодея канадская (*Elodea canadensis* Rich.), роголистник темнозеленый (*Ceratophyllum demersum* L.), уруть колосистая (*Myriophyllum spicatum* L.), рдесты пронзеннолистный (*Potamogeton perfoliatus* L.), сплюснутый (*P. compressus* L.), гребенчатый (*P. pectinatus* L.), курчавый (*P. Crispus* L.), плавающий (*P. natans* L.), блестящий (*P. lucens* L.), лютик жесколистный (*Ranunculus circinatus* Sibth), телорез обыкновенный (*Stratiotes aloides* L.); растения, плавающие на поверхности: ряска малая (*Lemna minor* L.), ряска трехраздельная (*L. trisulca* L.), водокрас обыкновенный (*Hydrocharis morsus ranae* L.); прибрежно-водные растения: частуха подорожниковая (*Alisma plantagoaquatica* L.), рогоз широколистный (*Typha latifolia* L.), вех ядовитый (*Cicuta palustris* L.), белокрыльник болотный (*Calla palustris* L.), камыш озерный (*Scirpus lacustris* L.), череда трехраздельная (*Bidens tripartica* L.), хвощ иловатый (*Equisetum limosum* L.), щавель конский (*Rumex confertus* Willd), тростник обыкновенный (*Phragmites communis* Trin), гравилат речной (*Geum rivale* L.), осока (*Carex sp*.).

В месте сброса подогретых вод зарегистрировано девять видов растений (*Cladophora glomerata, C. fracta, Spirogira sp., Elodea canadensis, Ceratophyllum demersum, Lemna minor, Potamogeton pectinatus, Typha latifolia, Carex sp.*). К 1986 г. появились *P. lucens, Hydrocharis morsus ranae*. Увеличилось обилие *C. demersum, L. minor*, сократилось количество *E. canadensis*.

Ихтиофауна водоема представлена в основном плотвой (*Rutilus rutilus* Pall.), ле-

щом (*Abramis brama* L.), щукой (*Esox lucius* L.), карпом (*Cyrpinus carpio* L.), реже встречаются окунь (*Perca fluviatilis* L.), линь (*Tinca tinca* L.), карась (*Carassius auratus gibeli* Bloch.), судак (*Lucioperca lucioperca* L.) и др. (Трапезников и др., 2008).

Среди фитопланктонных организмов по числу видов преобладают зеленые водоросли (хлорококковые, десмидиевые, вольвоксовые), менее распространены диатомовые, синезеленые, эвгленовые, динофитовые, криптофитовые и другие отделы. В составе зоопланктона основную массу составляют ракообразные (веслоногие и ветвистоусые рачки), меньше численность коловраток.

Донные отложения Белоярского водохранилища преимущественно илистые, в меньшей степени распространены затопленная почва, песчано-илистый, илисто-песчаный и песчаный грунты. Для мелководной береговой зоны наиболее характерен песчаный грунт, а дно водоема в глубоководной части покрыто в основном илистым сапропелем.

В настоящее время водоем можно характеризовать как гидрокарбонатно-кальциевый со средней степенью минерализации и нормальным кислородным режимом. Наличие зоны с повышенной температурой воды и слабощелочная реакция среды создают благоприятные условия для обитания рыб и других гидробионтов.

Для определения видового состава, численности и биомассы зоопланктона его отлавливали сачком (типа Апштейна), изготовленным из мельничного газа № 70, и консервировали 40%-ным раствором формалина. Пробу переносили в чашку Петри и под бинокулярной лупой определяли видовой состав зоопланктонных организмов. Численность каждого вида зоопланктона определяли в камере Богорова под бинокулярной лупой. Для измерения биомассы вычисляли средний размер отдельно самок и самцов каждого вида; для молоди выполняли расчеты отдельно. Биомассу зоопланктонных организмов вычисляли по таблицам пересчета длины тела на сырой вес одного экземпляра (Мануйлова, 1964; Кутикова, 1970; Определитель…, 1995).

Для определения содержания радионуклидов в зоопланктоне его отбирали методом трала с лодки из слоя воды 0–1,5 м от поверхности при помощи сачков, изготовленных из мельничного газа № 21. После сцеживания воды сырую массу планктона взвешивали, высушивали и озоляли в муфельной печи при температуре 450 °С. Содержание ^{137}Cs в пробах определяли с помощью сцинтилляционного γ-спектрометра с использованием программного обеспечения «Прогресс».

^{90}Sr в пробах золы определяли радиохимическим методом. Радиометрию полученных осадков производили на малофоновой установке УМФ-2000. Ошибка счета не превышала 10−15 %.

В процессе подготовки проб зоопланктона для анализа на содержание микроэлементов их растирали на электромельнице до порошкообразного состояния. Усредненные пробы растворяли в смеси азотной, соляной и фтороводородной кислот в соотношении 2:1:1 и выдерживали в автоклаве 15–30 мин при температуре 150–160 ºС с последующим прокаливанием. Количественное определение элементов произво-

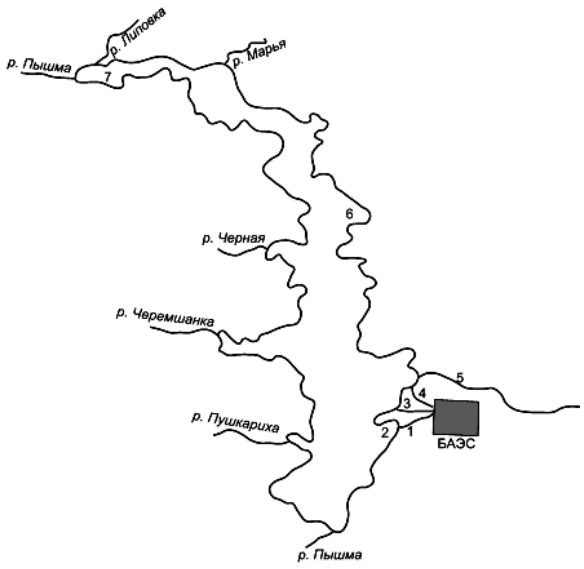


Рис. 1. Схема Белоярского водохранилища. 1 – водосбросной (теплый) канал; 2 – Теплый залив; 3 – водозаборный канал; 4 – промливневый канал; 5 – обводной канал; 6 – Щучий залив; 7 – верховье водоема

дили на квадрупольном масс-спектрометре Perkin-Elmer SCIEX (США–Канада) с использованием калибровочного стандартного раствора с требуемым диапазоном концентраций исследуемых элементов.

Относительная стандартная погрешность определений не превышала 10–20 %. Все данные рассчитаны на сухую массу планктона.

Схема Белоярского водохранилища и расположение точек отбора проб на нем приведены на рис. 1. Нами были исследованы видовой состав, динамика численности и биомассы, накопительная способность зоопланктона в зоне сброса подогретых вод, каналах, центральной акватории водоема и контрольном регионе.

Результаты и их обсуждение

Видовой состав, динамика численности и биомассы зоопланктона в разных районах водоема-охладителя

Зона сброса подогретой воды и контрольный район. Температура водной среды является важным абиотическим фактором, оказывающим большое влияние на структуру экосистемы и процессы метаболизма обитающих организмов. В зоне сброса подогретой воды изменяются гидрохимические и гидробиологические показатели воды: возрастает концентрация органических веществ, увеличивается расход кислорода на их окисление, в результате чего концентрация кислорода в воде снижается. Изменяется концентрация биогенных элементов и минерализация воды (Суздалева, Безносов, 2000; Егоров и др., 2001; Вицбискас, 2002).

Изменение температурных условий вызывает изменение состава, структуры и других характеристик водного гидроценоза, что проявляется в снижении в каждой экологической группе численности холодолюбивых видов, полном или частичном исчезновении некоторых из них, переселении их в малообогреваемые участки водоема, адаптации некоторых из них к новым условиям обитания. Изменяются соотношения числа видов-индикаторов сапробности в составе зоопланктонных организмов. Вследствие подогрева воды часто сокращаются численность и видовое разнообразие зоопланктонных сообществ, а основой зоопланктона становятся эвритермные и эврибионтные виды (Пашкова, 2009; Протасов и др., 2011).

Для оценки влияния сброса подогретой воды на видовой состав, численность и биомассу зоопланктона проводили исследования в двух ключевых точках – Теплом и Щучьем заливах водоема-охладителя (последний располагается примерно в 7 км вверх по течению от места сброса теплой воды). Численность зоопланктона в разные периоды наблюдений в Теплом заливе варьировала от 14 до 107 тыс. экз/м^3, а в Щучьем – от 18 до 328 тыс. экз/м^3; биомасса изменялась соответственно в пределах 0,4–2,4 и 1,2–25,8 г/м^3. В среднем численность зоопланктона в Щучьем заливе была примерно в 4 раза, а биомасса в 7 раз выше, чем в Теплом заливе (рис. 2).

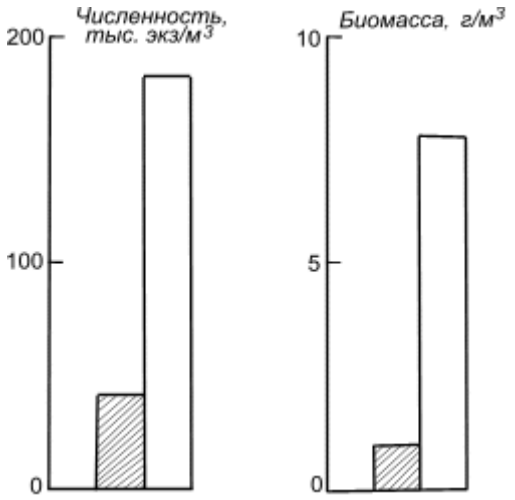


Рис. 2. Усредненные значения общей численности и биомассы зоопланктона в Теплом (темные столбики) и Щучьем (светлые столбики) заливах Белоярского водохранилища

Статистическая обработка результатов по критерию *t* позволила выявить достоверные различия (при 5 %-ном уровне значимости) в численности и биомассе зоопланктона двух обследуемых акваторий водоема-охладителя. Это обстоятельство свидетельствует о том, что в Теплом заливе, принимающем подогретые сбросные воды Белоярской АЭС, наблюдается явное

угнетение зоопланктона, проявляющееся в снижении его численности и биомассы по сравнению с Щучьим заливом, куда подогретые воды не поступают. Аналогичные выводы, свидетельствующие о связи численности зоопланктона и температуры водной среды, следуют из работ других авторов (Макаревич, Ишкулов, 2010).

В обоих регионах как по численности, так и по биомассе ракообразные заметно преобладали над коловратками. Так в зоне сброса подогретых вод численность ракообразных в среднем по всем временным точкам составляла 25, а коловраток – 7 тыс. экз/м^3; биомасса этих гидробионтов составляла соответственно 1,1 и 0,01 г/м^3. В Щучьем заливе средняя численность ракообразных составляла 109, коловраток 15 тыс. экз/м^3, а их биомасса – 8 и 0,07 г/м^3 соответственно. Значительная доля численности зоопланктона приходилась на молодь ракообразных, которая в разное время наблюдений составляла от 4 до 88 % от общей численности зоопланктона. Как правило, в зоне сброса подогретых вод численность молоди была заметно ниже, чем в Щучьем заливе.

В целом, среди доминирующих видов в обоих регионах чаще всего преобладают ветвистоусые рачки *Daphnia pulex*. Среди других видов в разные сроки наблюдений по биомассе доминировали *Eudiaptomus graciloides*, *D. cristata, Bosmina kessleri, Chydorus sphaericus, Diaphanosoma brachyurum, Cyclops vicinus.*

Численность и биомасса доминирующих видов в водоеме характеризуется заметной вариабельностью и зависит от многих факторов, в том числе от сезона года, температуры водной среды, района исследований и др. В частности, замечено, что в Теплом заливе в один из периодов наблюдений при температуре воды 20 ºС преобладали (в процентах от общей биомассы зоопланктона) ветвистоусые рачки *D. pulex* (71), а при 30 ºС встречались преимущественно другие виды ветвистоусых: *D. cristata* (31), *B. kessleri* (23) и *Ch. sphaericus* (22). В Щучьем заливе в это же время исследований при температуре 16 ºС преобладали *D. pulex* (49) и *D. cristata* (20), а при 26 ºС – *D. pulex* (32), *D. brachyurum* (28) и *D. cristata* (25).

При одной и той же температуре воды в разные летние месяцы состав преобладающих видов зоопланктона также изменялся. Например, в Теплом заливе при 29,5 ºС в июле преобладали *D. pulex* (63) и *Eud. graciloides* (27), а в августе при этой же температуре здесь преобладали *D. cristata* (31), *B. kessleri* (23) и *Ch. sphaericus* (22). В Щучьем заливе при одинаковой температуре воды 20 ºС в июне и августе состав доминирующего комплекса различался соответственно – *Eud. graciloides* (47), *D. cristata* (32) и *Ch. sphaericus* (35), *D. brachyurum* (29), *D. cristata* (23). При одинаковой температуре (19 ºС) в Теплом заливе наблюдали один доминирующий вид – *D. pulex* (71), а в Щучьем в это же время их было два – *D. pulex* (41) и *D. cristata* (42). Таким образом, доминирующие виды по показателю биомассы в исследованных акваториях водоема-охладителя заметно различались между собой.

Отмеченные выше различия в численности и биомассе всего сообщества зоопланктонных организмов в Теплом и Щучьем заливах прослеживались также по численности и биомассе ведущих форм зоопланктона. В частности, численность и биомасса *D. pulex* и *D. cristata* были выше в 8–10 раз, а *Eud. graciloides* – в 6 раз в Щучьем заливе по сравнению с зоной подогрева. Подчеркнем, что зоопланктон является более чувствительным объектом по отношению к температурному фактору по сравнению с фитопланктоном (Чеботина, Гусева, 2006).

Водозаборный и водосбросной каналы. К числу важных факторов воздействия АЭС на состояние экосистем водоемов-охладителей можно отнести травмирование мелких гидробионтов при прохождении воды через заградительные решетки перед входом в насосы станции. Забираемая в системы охлаждения вода вместе с планктоном подвергается действию значительного давления в насосах и высоких скоростей в трубках конденсатора и на водосбросе, а также в открытой части водо-

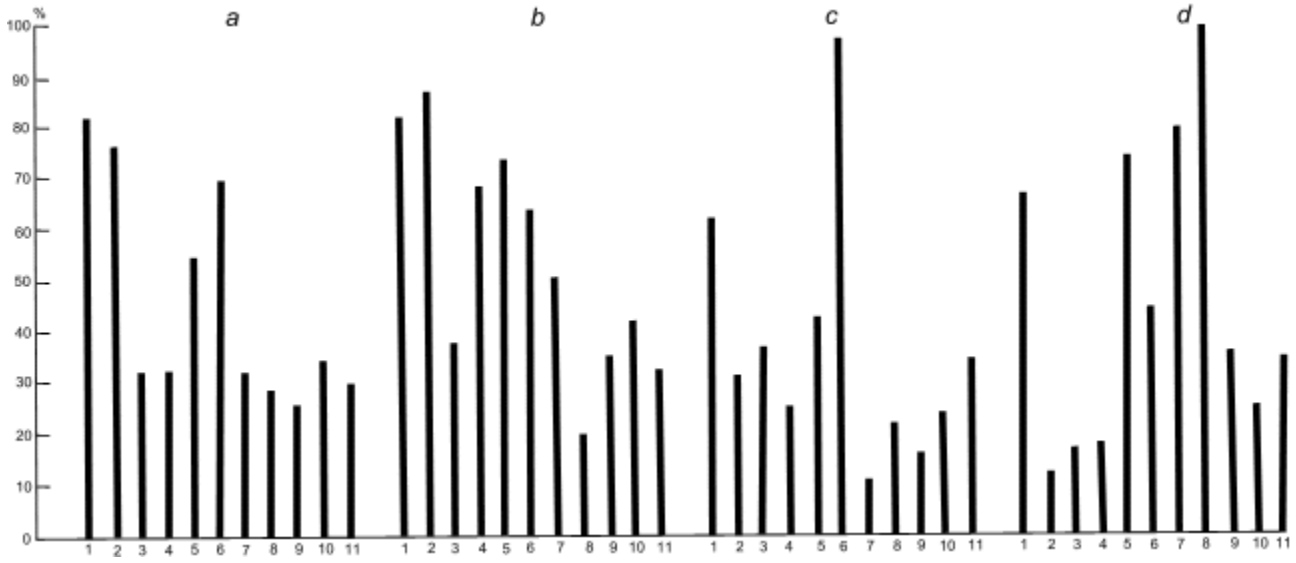


Рис. 3. Численность общего зоопланктона (а), ветвистоусых (*б*) и веслоногих (*в*) рачков и коловраток (*г*) в водосбросном канале (% от соответствующих показателей в водозаборном канале). 1 – 11 – временные точки отбора (1 – 06.1987; 2 – 07.1987; 3 – 08.1987; 4 – 10.07.1990; 5 – 17.07.1990; 6 – 24.07.1990; 7 – 31.07.1990; 8 – 9.07.1990; 9 – 16.07.1991; 10 – 23.07.1991; 11 – 30.07.1991)

сбросного канала. Несмотря на кратковременность пребывания воды в пределах электростанции (около 8 мин), организмы, находящиеся в забираемой воде, подвергаются механическому травмированию и одновременно тепловому шоку от быстрого повышения температуры (до 90 °С). Кроме того, вода перед поступлением в охлаждающую систему подвергается хлорированию в целях предотвращения бактериального и грибкового обрастания внутренней поверхности трубок (Мордухай-Болтовской, 1975).

Результаты исследования до и после прохождения воды через системы охлаждения показали, что зоопланктон водозаборного и водосбросного каналов насчитывал соответственно 17 и 16 видов. Можно считать, что прохождение воды через системы охлаждения АЭС практически не сказалось на общем количестве видов зоопланктонных организмов.

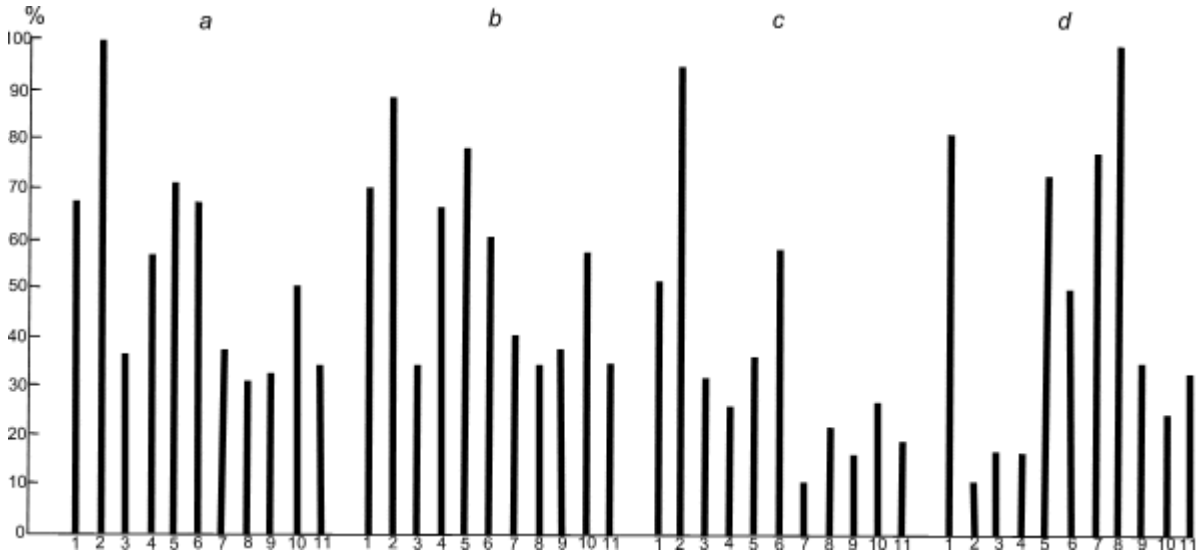


Рис. 4. Биомасса общего зоопланктона (а), ветвистоусых (*б*) и веслоногих (*в*) рачков и коловраток (*г*) в водосбросном канале (% от соответствующих показателей в водозаборном канале). 1 – 11 – временные точки отбора (см. рис. 3)

Численность и биомасса зоопланктона заметно снижаются после прохождения через охладительные агрегаты станции как по средним показателям для суммарного зоопланктона (в 3 и 2 раза соответственно), так и для отдельных его классов. Указанные различия проявляются и в разные годы наблюдений (рис. 3, 4).

Обработка результатов с помощью критерия *t* позволила выявить высокодостоверные различия (уровень значимости 0,02) по чувствительности к повреждающим факторам между веслоногими и ветвистоусыми рачками: снижение биомассы у первых из них (в среднем на 71 %) при прохождении через охладительную систему было достоверно выше, чем у вторых (в среднем на 48 %). В то же время сравнение ракообразных (снижение биомассы в среднем на 53 %) с их молодью (в среднем на 73 %), а также ракообразных с коловратками (в среднем на 53 %) по критерию снижения биомассы не выявило между ними достоверных различий.

Доминирующий комплекс зоопланктона в период исследований в районе водозаборного и водосбросного каналов был представлен веслоногими (*Eud. graciloides)* и ветвистоусыми *(D. cristata, D. cucullata, D. pulex, D. brachyurum, B. longirostris)* рачками. Отмечены статистически достоверные различия (при уровне значимости < 0,02) в снижении биомассы при прохождении через систему охлаждения двух наиболее распространенных в данном регионе видов веслоногих *(E. graciloides,* убыль биомассы 72±6 %) и ветвистоусых (*D. cristata*, убыль биомассы 40±9 %) рачков. Кроме того, наблюдались высокодостоверные различия (при уровне значимости < 0,02) в убыли биомассы между веслоногим рачком *Eud. graciloides* и совокупностью доминирующих видов ветвистоусых *(D. cristata, D. cucullata, D. pulex, D. brachyurum, B. longirostris*). В последнем случае убыль биомассы составляла 49±4 % от суммарной биомассы этих видов.

Таким образом, анализ гибели доминирующих видов после прохождения их через охлаждающую систему АЭС подтвердил вывод о большей чувствительности к повреждающим факторам веслоногих рачков по сравнению с ветвистоусыми.

Рассчитано, что через водозаборный канал засасывается с водой примерно 11 т/сут зоопланктонных организмов. Примерно 45 % (5 т/сут) зоопланктона выходит обратно в водоем через водосбросной канал без видимых повреждений. Остальные 55 % организмов (6 т/сут) погибают.

Таким образом, в летнее-осенний период за счет работы систем охлаждения АЭС дополнительно погибает примерно 720 т зоопланктонных организмов.

Промливневый канал. Частичное поступление жидких стоков в водохранилище от атомной станции осуществляется через промливневый канал (ПЛК). В канал поступают стоки с территории станции (воды спецпрачечных, душевых, талые и ливневые воды) и соседнего предприятия Института ядерных материалов, где работает экспериментальный реактор (Колтик, 2001). В процессе исследований в указанном канале было обнаружено 9 видов зоопланктона, тогда как в верховье водоема – 22 вида. Численность и биомасса зоопланктона в районе ПЛК была заметно ниже по сравнению с верховьем водоема, расположенным вверх по течению примерно в 15 км от АЭС. Последнее свидетельствует об угнетении этой группы гидробионтов сбросными водами промливневой канализации, что хорошо демонстрирует рис. 5. Район верховья, получающий

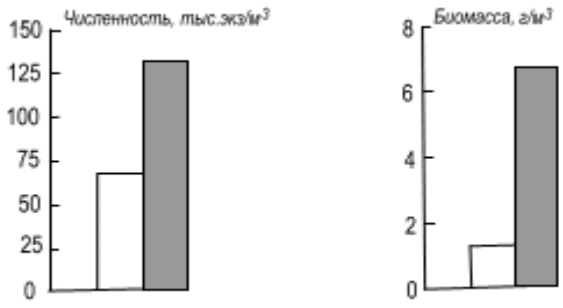


Рис. 5. Общая численность и биомасса зоопланктона в ПЛК (светлые столбики) и верховье (темные столбики) Белоярского водохранилища

Таблица .Численность (тыс. экз/м^3) и биомасса (г/м^3) основных групп зоопланктонных организмов в районе ПЛК и верховья водоема

Показатель	Численность		Биомасса	
	Район ПЛК	Верховье	Район ПЛК	Верховье
Ракообразные:				
ветвистоусые	3,4	51,3	0,38	3,36
веслоногие	23,4	60,3	0,88	3,24
Коловратки	38,4	19,9	0,02	0,09

дополнительные количества питательных веществ с водами р. Пышмы, более благоприятен для развития зоопланктона, чем промливневый канал.

По составу зоопланктона исследуемые местообитания также различались. В верховье водоема биомасса зоопланктона была представлена преимущественно ветвистоусыми и веслоногими рачками в одинаковой пропорции, тогда как в ПЛК ветвистоусых было в 2 раза меньше, чем веслоногих (таблица). Различались и доминирующие виды зоопланктона. По численности в момент исследований в районе верховья преобладал ветвистоусый рачок *B. kessleri* (12,6 % от общей численности зоопланктона), *B. obtusirostris* (8,5 %), *D. brachyurum* (10 %) и веслоногий рачок *Macrocyclops albidus* (7,8 %), а также коловратка *Keratella quadrata* (8,1 %). В районе ПЛК преобладали коловратки – *K. quadrata* (29,8 %) и *K. cochlearis* (21,6 %). По биомассе в верховье доминировал веслоногий *M. albidus* (38 % от общей биомассы зоопланктона) и ветвистоусый *B. obtusirostris* (23 %) рачки, а в ПЛК – веслоногие рачки *Eucyclops serrulatus* (37 %) и *Eud. graciloides* (28 %) и ветвистоусый рачок *Leptodora kindtii* (21 %).

Центральная акватория водоема. Численность зоопланктона в центральной акватории водоема в разные периоды наблюдений изменялась от 19 до 471 тыс. экз/м^3 при средних значениях примерно 131 тыс. экз/м^3, а биомасса – от 0,3 до 19 г/м^3, в среднем около 5 г/м^3. Как и в других заливах водоема-охладителя, здесь ракообразные в большинстве случаев значительно преобладали над коловратками. Отмечено большое количество молоди ракообразных (от 5 до 82 % от общей численности зоопланктона в зависимости от срока и места наблюдений), в то время как по биомассе молодь составляла всего 0,1–5 %.

В процессе проведения исследований центральная акватория водохранилища была поделена на три зоны – верхнюю, среднюю и нижнюю. Во всех зонах численность и биомасса зоопланктона в периоды наибольшего прогрева воды (июль) были выше, чем в более холодное осеннее время. Отмечена наиболее высокая численность и биомасса зоопланктона в верхней части водоема по сравнению с нижней. В частности, в разное время наблюдений биомасса зоопланктона в верховье была примерно в 5–10 раз выше, чем в средней и нижней частях. Указанные различия между верхней и нижней частями водохранилища, очевидно, связаны с воздействием р. Пышмы, приносящей в верховье водоема со сточными водами городов Екатеринбурга, Березовского, Верхней Пышмы дополнительные количества химических элементов и органических веществ и таким способом стимулирующей развитие здесь планктонных организмов и высшей водной растительности.

Общий список видов зоопланктона водоема-охладителя. Ниже приведен общий список зоопланктонных организмов, зарегистрированных в Белоярском водохранилище в период исследований, насчитывающий 31 вид:

Класс Ракообразные

Ветвистоусые

Alona rectangula Müll.
Bosmina kessleri Uljan.
Bosmina longirostris Müll.
Bosmina obtusirostris Sars.
Bythotrephes longimanus Leydig.

Ceriodaphnia quadrangula Müll.
Chydorus sphaericus Müll.
Daphnia cristata Sars.
Daphnia cucullata Sars.
Daphnia pulex Leydig.
Diaphanosoma brachyurum Liev.
Leptodora Kindtii Focke.
Sida crystallina Müll.

Веслоногие

Acanthocyclops viridis Jur.
Cyclops vicinus Uljan.
Eucyclops serrulatus Fisch.
Eudiaptomus graciloides Lill.
Macrocyclops albidus Jur.

Класс Коловратки

Asplanchna priodonta Gosse.
Brachionus budapestiensis Daday.
Brachionus diversicornis Daday.
Brachionus quadridentatus Herm.
Conochilus unicornis Rouss.
Filinia longiseta Ehren.
Kellicottia longispina Kell
Keratella cochlearis Gosse.
Keratella quadrata Müll.
Lecane (Monostyla) luna Müll.
Microcodon claus Ehrbg.
Notholca squamula Müll.
Platyas quadricornis Ehrbg**.**

Накопление радионуклидов и микроэлементов

Изучение процессов накопления радиоактивных и стабильных элементов зоопланктоном имеет практическое значение в связи с тем, что он служит пищей для рыб и является важным звеном пищевой цепочки, ведущей к человеку. Кроме того, зоопланктон участвует в формировании потока осадочных веществ из воды в донные отложения и тем самым способствует очищению водной толщи от радиоактивных и химических загрязнителей (Куликов, Чеботина, 1988).

В данном исследовании основное внимание было уделено промливневому каналу, наиболее подверженному воздействию слаборадиоактивных стоков АЭС. Оценка концентраций ^{90}Sr и ^{137}Cs в зоопланктоне устьевой части ПЛК в период работы третьего энергоблока показала, что уровни накопления ^{137}Cs в нем значительно выше, чем ^{90}Sr. В частности, содержание ^{90}Sr в этот период исследований варьировало от 83 до 224 Бк/кг сухой массы при среднем значении 139±17 Бк/кг, а ^{137}Cs – от 2500 до 4600 Бк/кг (среднее значение 3250±250 Бк/кг). Для сравнения: концентрация ^{90}Sr в зоопланктоне Щучьего залива, расположенного на расстоянии примерно 7 км в сторону верховья, составило в среднем 5,3±1,1 Бк/кг, а ^{137}Cs – 7,3 Бк/кг. Эти данные свидетельствуют о заметном поступлении исследуемых радионуклидов в водоем через промливневую канализацию АЭС.

Поскольку считается, что основным депо накопления радионуклидов в водоеме являются грунты (Куликов, Чеботина, 1988), интересно было сравнить накопительную способность грунта, фито- и зоопланктона, а также других групп гидробионтов, отобранных в промливневом канале. Концентрация ^{90}Sr и ^{137}Cs в воде данной акватории в течение всего периода исследований незначительно варьировала вокруг средних величин (^{90}Sr – 0,018 Бк/л, ^{137}Cs – 0,016 Бк/л). На основе этих данных были рассчитаны коэффициенты накопления исследуемых радионуклидов для фито- и зоопланктонных организмов, грунта, некоторых видов рыб (мальков) и моллюсков (коэффициент накопления КН представляет собой отношение концентрации радио-

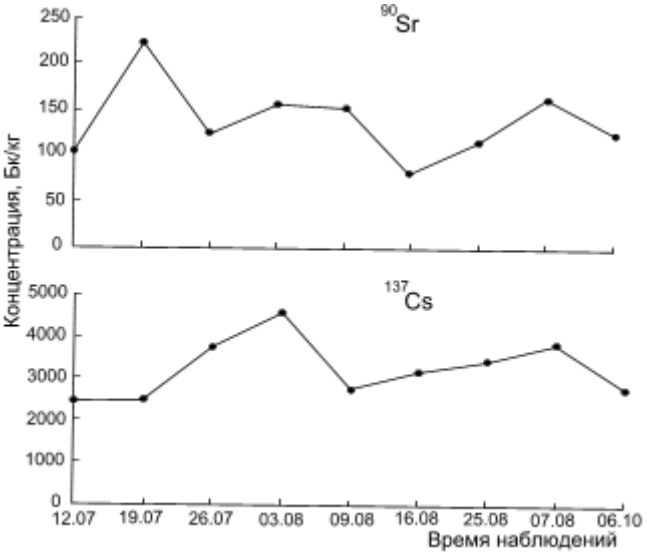


Рис. 6. Динамика изменения концентраций ^{90}Sr и ^{137}Cs в зоопланктоне устьевой части ПЛК в разные месяцы наблюдений

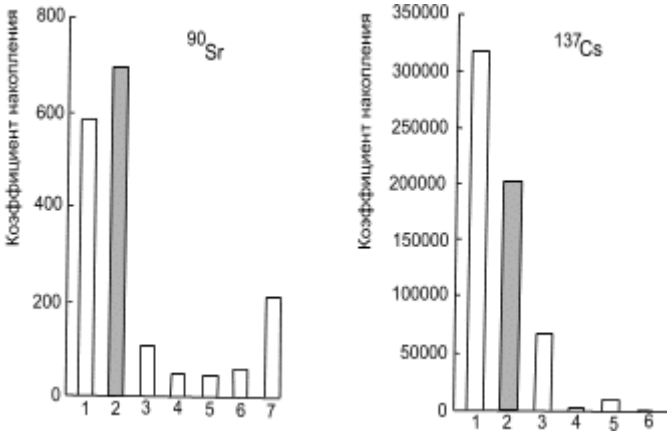


Рис. 7. Сравнительные коэффициенты накопления ^{90}Sr и ^{137}Cs для гидробионтов и грунта устьевой части ПЛК. 1 – фитопланктон; 2 – зоопланктон; 3 – грунт; 4 – чебак; 5 – вьюн; 6 – подлещик; 7 – двустворчатые моллюски

нуклида в гидробионтах и грунтах к их концентрации в воде).

Видно (рис. 6), что на момент исследований КН ^{90}Sr для грунта ПЛК был равен 1100, а для фито- и зоопланктона – 6–7 раз больше (соответственно 5850 и 6960). Коэффициенты накопления у фито- и зоопланктона также выше, чем у мальков рыб (470–620) и моллюсков (2120).

Аналогичная картина наблюдалась и по ^{137}Cs: для фитопланктона КН (318620) был в 5, а для зоопланктона (203190) – в 3 раза больше, чем для грунта (64060). У мальков рыб они были меньше и изменялись в пределах 2170–9200. Для моллюсков коэффициенты накопления этого радионуклида определить не удалось, так как его концентрация находилась ниже предела обнаружения (рис. 7).

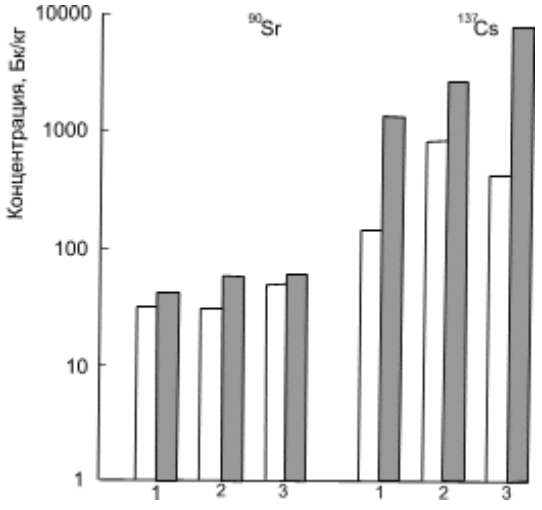


Рис. 8. Концентрация ^{90}Sr и ^{137}Cs в зоопланктоне в промливневых каналах АЭС (темные столбики) и ИЯМ (светлые столбики) в разные стоки наблюдений (1–3). 1 – 20.06.05; 2 – 27.06.05; 3 – 4.07.05

В ПЛК поступают стоки из двух каналов – от АЭС и Института ядерных материалов (ИЯМ). Нами был оценен вклад каждого из указанных выше предприятий в загрязнение зоопланктона ПЛК ^{90}Sr и ^{137}Cs (рис. 8). Установлено, что концентрации исследованных радионуклидов, особенно ^{137}Cs, в зоопланктоне канала АЭС выше, чем в канале ИЯМ.

В специальном исследовании была оценена накопительная способность зоопланктонных организмов в отношении 70-ти различных химических элементов, большинство из которых находится в водной среде в микро количествах.

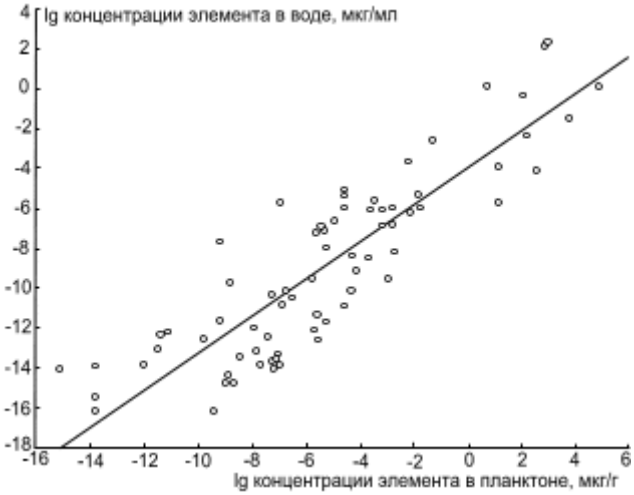


Рис. 9. Корреляционная связь между концентрациями химических элементов в зоопланктоне и водной среде

Установлено, что их концентрации в зависимости от химической природы варьируют в пределах 10 порядков величин.

Наиболее высокие значения отмечены для Si (10^5 – 10^6 мкг/г сухой массы), Mg, Al, Ca, Mn, Fe (10^4 – 10^5 мкг/г). По мере снижения концентраций идут ряды: Na, P, K, Ti (10^3 – 10^4 мкг/г), Sc, V, Ni, Cu, Br, Sr, Nb, Ba, Pb (10^2 – 10^3 мкг/г), Li, B, Co, Cr, Zn, Ga, As, Se, Rb, Zr, Y, Ag, Sn, Sb, La, Ce, Ta, W, Hg, U (10 – 10^2 мкг/г), Be, Mo, Cd, I, Cs, Pr, Nd, Sm, Gd, Dy, Er, Yb, Hf, Bi, Th (1 –

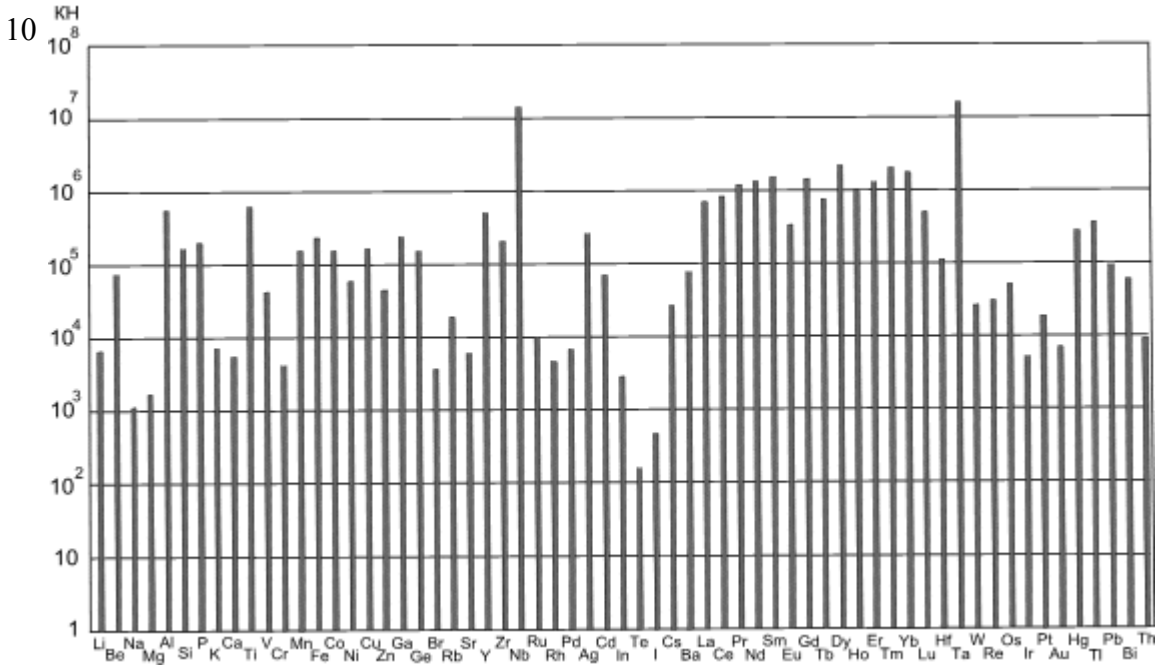


Рис. 10. Коэффициенты накопления химических элементов в зоопланктоне

мкг/г), Ge, Pd, Eu, Tb, Ho, Tm, Lu, Ta, Re, Ti (1 – 10^{-1} мкг/г), Ru, Rh, In, Pt (10^{-1} – 10^{-2} мкг/г), Ir, Te, Os, Au (10^{-2} – 10^{-3} мкг/г) (Чеботина и др., 2011).

Отмечена достоверная положительная корреляционная связь ($R^2 = 0{,}854$; $p < 0{,}03$) между концентрациями химических элементов в зоопланктоне и водной среде (рис. 9). Эта связь свидетельствует о том, что зоопланктон в общих чертах отражает химический состав водной среды обитания организмов. Так как планктон практически мгновенно откликается на изменение химического состава воды, он может быть рекомендован как высокочувствительный биогеохимический индикатор загрязнения водной среды тяжелыми металлами и радионуклидами.

На рис. 10 представлены коэффициенты накопления КН изученных элементов зоопланктоном, которые варьируют от 10^2 до 10^7 единиц. Такая высокая накопительная способность этой группы организмов по сравнению с другими гидробионтами (Тимофеева-Ресовская, 1963) свидетельствует об уникальности данного объекта в процессах самоочищения природных вод. Полученные данные можно использовать для разработки методов индикации химического загрязнения континентальных водоемов с помощью планктонных организмов и как основание для разработки технологий биологической дезактивации промышленных сточных вод (Поляков, Егоров, 2003; Леонова и др., 2006; Трапезников и др., 2008; Гусева, Чеботина, 2011; Хлебников и др., 2011).

Заключение

Итоги многолетних исследований по изучению состояния зоопланктонного комплекса водоема-охладителя Белоярской АЭС позволяют выделить следующие основные результаты. Общий список зоопланктонных организмов в водоеме-охладителе за период исследования насчитывает 31 вид, из них 13 видов относятся к ветвистоусым рачкам, 5 – к веслоногим и 13 – к коловраткам. В разные временные интервалы в различных акваториях водоема по численности и биомассе преобладали ракообразные, при этом наибольшую часть биомассы (75–85 %) составляли ветвистоусые рачки. Ведущими формами зоопланктона были ракообразные *Bosmina kessleri, Chydorus sphaericus, Daphnia cristata, D. pulex и Eudiaptomus graciloides.* Численность и биомасса доминирующих видов за период исследований характеризовались заметной вариабельностью и зависели от многих факторов, в том числе от

сезона года, температуры водной среды, района исследований и др.

В прилегающей к АЭС зоне водоема-охладителя (Теплый залив, водосбросной и промливневый каналы) наблюдалось явное угнетение зоопланктона, проявляющееся в снижении его численности и биомассы и травмировании организмов.

В зоне сброса подогретой воды численность зоопланктона была ниже примерно в 4 раза по сравнению с контрольным районом, а биомасса – в 7 раз. Численность молоди здесь также была заметно ниже, чем в контрольном регионе. Повреждающее действие охлаждающих систем при прохождении через них воды, содержащей зоопланктон, проявлялось в том, что общая численность и биомасса зоопланктона в разные годы наблюдений снижалась примерно в 3 и 2 раза, соответственно. Анализ гибели доминирующих видов свидетельствует о том, что веслоногие рачки в большей степени подвергаются механическому травмированию при прохождении через агрегаты станции, чем ветвистоусые.

Воздействие стоков промливневой канализации проявляется в снижении численности и биомассы зоопланктона в 2 и 5 раз, соответственно, по сравнению с контрольным регионом, а также в снижении общего числа видов в 2 раза и в изменении соотношения доминирующих видов.

Установлено, что в зоопланктоне промливневой канализации средняя концентрация ^{90}Sr составляла 139±17 Бк/кг, а ^{137}Cs – 3250±250 Бк/кг, тогда как в верховье водоема, где отсутствует сброс радионуклидов, в этот период она была соответственно 5 и 7 Бк/кг. При сравнении с другими гидробионтами и грунтами оказалось, что КН у фито- и зоопланктона на порядки величин выше.

На примере 70 химических элементов, присутствующих в воде в микроколичествах, показано, что их КН у зоопланктона варьируют в пределах от 10^2 до 10^7 единиц. Наличие достоверной положительной корреляционной связи между концентрациями химических элементов в зоопланктоне и их содержанием в водной среде свидетельствует о том, что он в общих чертах отражает химический состав среды обитания.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ-Урал_ а 13-03-96061.

Литература

Вицбискас Ю.Б. Состояние экосистем региона Игналинской АЭС // Актуальные проблемы геоэкологии: Междунар. науч. конф. Тез. докл. Тверь, 2002. Ч. 1. С. 240.

Гусева В.П., Чеботина М.Я. Роль планктонных организмов в процессах накопления и переноса радиоактивных загрязнителей в водоеме-охладителе АЭС // Экология. 2011. № 2. С. 115–121.

Егоров Ю.А. Экологическая безопасность атомных электростанций, работающих в России // Экологическая экспертиза (Обзорная информация). Москва, 2007. Вып. 2. С. 8–50.

Егоров Ю.А., Карабань Р.Т., Нигматулин Б.И., Суздалева А.Л., Тихомиров Ф.А. Обеспечение экологической безопасности АЭС России // Экология и промышленность России. 2001. № 9. С. 9–16.

Кутикова Л.А. Коловратки фауны СССР. Л.: Наука, 1970. 744 с.

Крылов А.В. Видовой состав зоопланктона водоемов и водотоков котловины больших озер (Монголия) // Биология внутренних вод. 2012. № 3. С. 43–51.

Колтик И.И. Атомные электростанции и радиационная безопасность. Екатеринбург: Изд-во УрГУ, 2001. 365 с.

Куликов Н.В., Чеботина М.Я. Радиоэкология пресноводных биосистем. Свердловск: УрО РАН, 1988. 126 с.

Леонова Г.А., Топоров А.В., Бобров В.А., Маликов Ю.И., Мельгунов М.С., Сухоруков Ф.В. Радиоактивное загрязнение биогидроценоза реки Томь в зоне влияния предприятий ядерно-топливного цикла // Геоэкология. 2006. № 3. С. 225–234.

Макаревич П.Р., Ишкулов Д.И. Структура и видовое разнообразие пелагических и донных биоценозов Баренцева моря в условиях меняющегося климата // Вестник МГТУ. 2010. Т. 13, 4/1. С. 633–640.

Мануйлова Е.Ф. Ветвистоусые рачки (Cladocera) фауны СССР. М.: Наука, 1964. 320 с.

Мордухай-Болтовской Ф.Д. Проблема влияния тепловых и атомных электростанций на гидробиологический режим водоемов (Обзор) // Экология организмов водохранилищ-охладителей. Л.: Наука, 1975. С. 7–70.

Определитель пресноводных беспозвоночных России и сопредельных территорий / Под ред. С.Я. Цалолихина. СПб, 1995. Т. 2. С. 3–627.

Пашкова О.В. Зоопланктон водоема-охладителя Чернобыльской АЭС до и после остановки станции // Гидробиологический журнал. 2009. Т. 45. № 5. С. 31–45.

Пашкова О.В. Зоопланктон как индикатор органического и токсического загрязнения и экологического состояния гидроэкосистем (Обзор) // Гидробиологический журнал. 2012. Т. 48. № 6. С. 3–24.

Протасов А.А., Семенченко В.П., Силаева А.А., Тимченко В.М. Техно-экосистема АЭС. Гидробиология, абиотические факторы, экологические оценки. Киев: ИГБ НАНУ. 2011. 234 с.

Поляков Е.В., Егоров Ю.В. Современные методы определения физико-химического состояния микроэлементов в природных водах // Успехи химии. 2003. Т. 72. № 11. С. 1103–1114.

Суздалева А.Л., Безносов В.Н. Изменение гидрологической структуры водоемов и сукцессия водных биоценозов при их превращении в водоемы-охладители атомной (тепловой) электростанции // Инженерная экология. 2000. № 2. С. 47.

Тимофеева-Ресовская Е.А. Распределение радиоизотопов по основным компонентам пресноводных водоемов. Свердловск: УФАН СССР, 1963. 77 с.

Трапезников А.В., Чеботина М.Я., Трапезникова В.Н., Гусева В.П., Николин О.А. Влияние АЭС на радиоэкологическое состояние водоема-охладителя. Екатеринбург: АкадемНаука, 2008. 400 с.

Хлебников Н.А., Поляков Е.В., Борисов С.В., Шепатковский О.П., Григоров И.Г., Кузнецов М.В., Швейкин Г.П., Смирнов С.В., Матафонов П.П., Трапезников А.В., Чеботина М.Я., Гусева В.П. Возможности применения композитных трековых мембран с нитритным покрытием для фракционирования микроэлементов в природной воде // Радиохимия. 2011. Т. 53. № 1. С. 91–96.

Чеботина М.Я., Трапезников А.В., Трапезникова В.Н., Куликов Н.В. Радиоэкологические исследования Белоярского водохранилища. Свердловск: УрО АН СССР, 1992. 77 с.

Чеботина М.Я., Гусева В.П., Трапезников А.В. Планктон и его роль в миграции радионуклидов в водоеме-охладителе АЭС. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 170 с.

Чеботина М.Я., Гусева В.П. Воздействие Белоярской АЭС на состояние планктона в водоеме-охладителе // Уральский геофизический вестник. 2006. № 9. С. 76–80.

Чеботина М.Я., Поляков Е.В., Гусева В.П., Хлебников Н.А., Суриков В.Т. Геохимическая роль фито- и зоопланктона в извлечении химических элементов из водной среды // ДАН. 2011. Т. 439. № 5. С. 1138–1140.

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

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

Правила оформления рукописей.

Объем статьи, как правило, не должен превышать 15 страниц (в формате стилевого файла «Уральского геофизического вестника», см. сайт Института геофизики УрО РАН igeoph.net).

Автор представляет в редакцию два бумажных экземпляра и электронный вариант статьи. Текст статьи должен быть набран в стандарте текстового редактора Microsoft Word (*.doc, *.rtf). При наборе используется 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 в формате MS Word для удобства чтения. Статьи, содержащие рисунки, принимаются к публикации только после согласования с редакцией технических вопросов подготовки рисунков.

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.

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

Название статьи должно строго соответствовать ее содержанию. Статья должна быть разбита на разделы с рубриками, принятыми для изданий РАН. Рекомендуется придерживаться следующих стандартных рубрик статьи: «Введение», «Исходные данные», «Аппаратура и методика», «Результаты исследования», «Обсуждение результатов», «Выводы»; иногда более целесообразен объединенный раздел «Результаты и их обсуждение». 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) в виде отдельных графических файлов. Они должны быть контрастными и четкими, текст в них набран шрифтом «Arial», размер 11 пт. На рисунке должно быть минимум букв и цифровых обозначений, обязательно объясненных в статье или в подрисуночных подписях. Рекомендуется готовить графический материал в М 1:1 для того, чтобы избежать потери качества при последующем масштабировании. Конечные размеры должны быть 5х23 см для размещения в одной колонке, и 17х23 см – в двух колонках (т.е. не меньше 1000х2700 px и 2050х2700 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 (при отсутствии на клавиатуре). ***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. Рекомендуется использовать таблицы не более размера страницы.

Библиографические ссылки даются в соответствие с ГОСТ Р 7.05-2008., очередность названий в списке – строго по алфавиту.

Файлы со статьей высылаются по адресу ugv@bk.ru с пометкой в строке Тема: статья в UGV-2013.

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

Научное издание

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК № 2 (22)

Рекомендовано к изданию Ученым советом
Института геофизики УрО РАН

Редактор А р е в к о в а Э. О.
Компьютерная верстка, макетирование А р е в к о в а Э. О.
Корректор С т р о к и н а Л. Г.

Подписано в печать 10.10.2013.
Формат 60x84 1/8. Усл. печ. л. 6,2
Уч. - изд. л. 7,5. Тираж 200
Заказ № 151

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

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