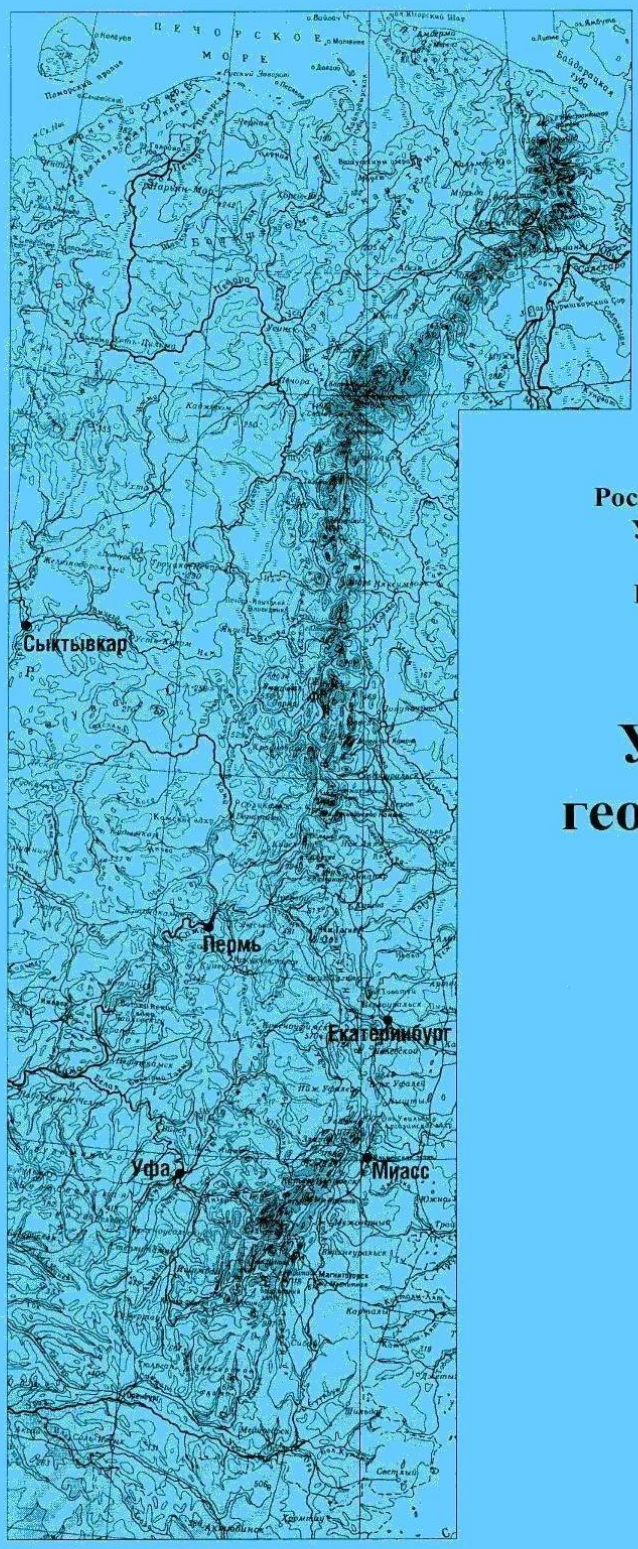
ISSN 1991-0223



Российская академия наук
Уральское отделение

Институт геофизики

Уральский геофизический вестник

№ 2
2009

Екатеринбург
2009

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК

№ 2 (15)

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

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

Члены редколлегии:

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

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

Екатеринбург, 2009

СОДЕРЖАНИЕ

Бахтерев В.В.
Электропроводность природных плагиоклазов в интервале температур 20-800 ^{0}С... 4

Беликов В.Т., Рывкин Д.Г.
Определение пространственно-временных характеристик очага разрушения при затухающем во времени режиме выделения радона……. 11

Бушарина С.В., Виноградов А.М., Угрюмов И.А., Фомин Т.Л.
Левобережное медноколчеданное месторождение (геофизический аспект)… 17

Демежко Д.Ю., Соломина О.Н.
Комплексные геотермические исследования в скважине kun-1 (о. Кунашир). Часть II: обобщенная реконструкция изменений температуры земной поверхности по геотермическим и древесно-кольцевым данным…… 25

Дружинин В.С., Осипов В.Ю.
Особенности тектонического строения северной части Южного Зауралья и перспективы поисков углеводородов в Курганской области…….. 37

Климшин А.В.
Оценка вариаций плотности потока радона при возникновении свободной тепловой конвекции в верхнем слое почвы…... 42

Ладовский И.В., Шестаков А.Ф.
О решении задач линейного сопряжения для стационарных геофизических полей в кусочно-однородных средах……... 46

Паровышный В.А., Сеначин В.Н., Веселов О.В., Кочергин Е.В.
Прогноз нефтегазоносности и предвестники сейсмических событий по временным изменениям геофизических полей ... 57

Певнев А.К.
О причинах кризиса в проблеме прогноза землетрясений и путях выхода из него….. 66

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.

Международная конференция «Пятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича»... 78

Юбилеи……. 85

==========

Вниманию читателей!

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

CONTENTS

Bakhterev V.V.
Electric natural plagioclase at temperatures from 20 to 800 ºC…….

Belikov V.T., Ryvkin D.G.
Determination of the space-time characteristics of destruction area for the damping in time regime of radon exhalation…….

Busharina S.V., Vinogradov A.M., Ugrjumov I.A., Fomin T.L.
Levoberezhnoe cupropyrite deposits (history and geophysical) aspect…….

Demezhko D.Yu., Solomina O.N.
Complex geothermal investigations in the borehole kun-1 (Kunashir island). Part II: integrated reconstruction of ground surface temperature changes inferred from geothermal and tree-ring data……

Druzhinin V.S., Osipov V.Yu.
Northern part of Southern Zauralye features of tectonic structure and prospects of searches of hydrocarbons in Kurgan area……...

Klimshin A.V.
Estimation of variation of radon flux from ground at occurrence free thermal convection in the top layer of earth……...

Ladovskiy I.V., Shestakov A.F.
On the solving linear conjugacy problem for stationary geophysical fields in piecewise-homogeneous medium……..

Parovyshny V.A., Senachin V.N., Veselov O.V., Kochergin E.V.
The prognosis of oil-gasogenisity and the seismic events on the variations of geophysical fields……...

Pevnev A.K.
About the reasons of crisis in the problem of the forecast of earthquakes and ways of the output from it……..

CHRONICLE. EVENTS. PEOPLE.

The International conference «Fifth scientific reading memory of Yu.P. Bulashevich»…...

Anniversaries……

==========

To attention of readers!

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

УДК 550.8:553.08:53/54

ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ ПРИРОДНЫХ ПЛАГИОКЛАЗОВ В ИНТЕРВАЛЕ ТЕМПЕРАТУР 20-800 °С

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

Аннотация. Изучены образцы плагиоклазов, в том числе лабрадоров, Урала и Украинского кристаллического щита. Получены температурные зависимости электрического сопротивления и тангенса угла диэлектрических потерь в интервале температур 20-800 ºС. Определены электрические параметры lgR_0, E_0 исследованных образцов и установлен характер их распределения. Выявлены три группы плагиоклазов, различающихся по электрическим параметрам.

Электрические параметры, высокая температура, энергия активации, плагиоклазы, лабрадор.

ELECTRIC NATURAL PLAGIOCLASE AT TEMPERATURES FROM 20 TO 800 ºC

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

Abstract. The paper considers the research into the samples of plagioclases, inclusiding labradorits, from the Urals and Ukraine crystalline massif deposit. The experiments allowed to establish dependence of electrical resistance and loss tangent on temperature in the range of 20-800 *°C*, parameters of high-temperature resistance *lgRo, Eo* for the tested samples; character of distribution of these parameters. Three types of plagioclases were revealed: differed in electric parameters.

Elektric parameters, high temperature, activation energy, plagioclase, labradorit.

Введение

Широкая распространенность полевых шпатов, разнообразие их химических составов, кристаллохимические особенности фазового и структурного состояния обусловили им важное место в классификации магматических горных пород в связи с возможностью их использования в качестве наиболее информативного материала – индикатора условий кристаллизации и становления разнообразных пород (Марфунин, 1962; Ферштатер, 1968; Нейкур, Пальгуева, 1980; Кумеев, 1982). «Полевые шпаты слагают более половины земной коры, проходят через все процессы породо- и рудообразования и играют исключительную роль в познании минеральной формы вещества Земли, а также в практике геологосъемочных работ. Это – наиболее сложные и наиболее изученные минералы. Чермак еще в 1864 г. писал, что литература по полевым шпатам настолько обширна, что собственные наблюдения добавляют лишь небольшую долю нового» (Марфунин, 1962, с. 3).

В научной литературе опубликовано огромное количество работ по полевым шпатам, в том числе крупных обобщений, например (Грэй, Тейлор, 1956; Коул, Серум, Тейлор, 1956; Марфунин, 1962; Кумеев, 1982). Тем не менее, проблема типоморфизма полевых шпатов не теряет своей актуальности. Главными типоморфными признаками полевых шпатов являются их состав, упорядоченность *Si* и *Al* атомов кремне-алюмо-кислородного каркаса, процессы инверсионных переходов (Грэй, Тейлор, 1956; Марфунин, 1962; Зырянов, 1981).

Характерной особенностью плагиоклазов, представляющих изоморфный ряд $NaAlSi_3O_8$-$CaAlSi_2O_8$, является последовательное изменение состава и физических свойств в пределах всей серии от альбита до анортита. Более сложны для изучения явления упорядоченности структуры минералов: от полной упорядоченности, когда структурные элементы (атомы, радикалы) размещаются по одной правильной системе, до полной неупорядоченности, когда эти элементы располагаются равномерно во всех возможных кристаллографических позициях. Первые из них – относительно низкотемпературные, вторые – высокотемпературные. Структурное состояние зависит от температуры кристаллизации и от

последующей температурной истории минерала. Полевые шпаты, которые после охлаждения сохраняют структуру, присущую высокотемпературным разностям – высокотемпературные. Низкотемпературные полевые шпаты – те, которые либо кристаллизовались при низкой температуре, либо медленно охлаждались. Фактически есть два ряда минералов: высокотемпературные и низкотемпературные. Кроме того, отмечены и промежуточные разности. Вследствие различного характера распределения тетраэдрических и нететраэдрических изоморфных катионов полевые шпаты характеризуются большим разнообразием структурных состояний, тонко отражающих условия кристаллизации.

Набор свойств минералов, несущих генетическую информацию, разнообразен. Это оптические, люминесцентные, термические и другие свойства. При этом, хотя показатели преломления низкотемпературных плагиоклазов непрерывно изменяются от альбита к анортиту, многие другие оптические и физические свойства находятся в более сложной зависимости от состава и между значениями для конечных членов серии может и не быть непрерывного перехода (Дир, Хауи, Зусман, 1966; Крамаренко, 1975). Определенное место в этом ряду могут занять электрические свойства, в том числе при высоких температурах, полевых шпатов, которые несут информацию о кристаллохимических особенностях фазового и структурного состояния вещества. Однако сведения о температурной зависимости электрических параметров полевых шпатов весьма ограничены (Иоффе, Янчевская, 1958; Пархоменко, 1989; Гусейнов, Гаргацев, 2002).

Результаты предыдущих исследований

В предыдущей работе (Бахтерев, 2008) мы исследовали зависимость электрического сопротивления и тангенса угла диэлектрических потерь в интервале температур 20-800 °С некоторых полевых шпатов. Было изучено 9 образцов плагиоклазов, из них один образец определен, как лабрадор. Все образцы охарактеризованы химическим анализом.

Для исследованных образцов обнаружен примерно одинаковый характер температурного хода тангенса угла диэлектрических потерь и электрического сопротивления. По величине электрического сопротивления все образцы отличаются незначительно. Расхождение между крайними значениями не превышает одного порядка в интервале 200-800 ºС.

Кривые $lgR=f(T)$ при переменном напряжении имеют три аномальные зоны: четко выраженный минимум в интервале 100-300 ºС, также четко выраженный максимум в интервале 400-500 ºС и незначительный максимум или область перегиба в интервале 610-750 ºС.

На кривых $lgR=f(T)$ при постоянном напряжении отмечаются три линейных участка при температурах 200-400, 300-650 и 500-850 ºС с разными углами наклона. Для отдельных образцов внутри указанных температурных интервалов положение линейных участков и их протяженность различны.

Диэлектрические потери минимальны в интервале 100-300 ºС. При дальнейшем повышении температуры диэлектрические потери непрерывно увеличивается различным образом. Кривые $lg(tg\delta)$ испытывают перегибы в области 500-700 ºС. Ширина и глубина минимума в интервале 100-300 ºС различна для разных образцов. Наличие экстремумов на кривой диэлектрических потерь говорит о релаксационных потерях, которые обусловлены неоднородностью вещества.

По всем трем измеренным электрическим параметрам на кривых выделены характерные точки и области в температурных интервалах 200-400, 300-650 и 500-850 ºС.

Соответствие этих температур не может быть случайным. По данным (Зырянов, 1977; 1978) в интервалах 350-400 и 665-695 ºС лежат значения температур фазовых превращений полиморфных разновидностей полевых шпатов. Температуры этих переходов фиксируются на кривых lgR максимумами и перегибами и, возможно, перегиба-

ми на кривых *lg(tgδ)*. Для исследованных образцов точки максимумов находятся в интервалах 400-500 и 610-750 ºС, что согласуется с результатами (Зырянов, 1977; 1978). Отмечено также следующее: с увеличением Na_2O в исследуемых образцах температуры фазовых переходов растут. Так на кривой образца плагиоклаза с содержанием Na_2O равным 1,86% экстремумы отмечены при температурах 400 и 670 ºС, а образца плагиоклаза с содержанием Na_2O равным 9,34% – 500 и 720 ºС, что также согласуется с результатами специальных исследований (Зырянов, 1977; 1978).

Рассчитаны энергии активации *Eo* и коэффициент электрического сопротивления *lgRo* для трех областей.

Точки излома кривых, где меняется характер проводимости (с примесной на собственную) для разных исследованных образцов лежат в пределах от 500 до 660 ºС. Ранее установлено (Гусейнов, Гаргацев, 2002), что переход от примесной к собственной проводимости в микроклине происходит в области 650 ºС. Положение точки излома на кривой определяется двумя факторами: температурой фазового перехода конкретного образца, чистотой и совершенством (отсутствие дефектных областей) исследуемого кристалла. Чем совершеннее, чище, без примесей кристалл, тем ниже будет находиться точка излома.

Для температурного интервала 500-800 ºС прослеживается линейная связь между *Eo* и *lgRo*. Положение точек с координатами *Eo, lgRo* в поле *lgRo=f(Eo)* в некоторой степени связано с химическим составом образца. Для других температурных интервалов какой-либо связи между *Eo* и *lgRo* не просматривается.

Выявлено, что по всем электрическим параметрам лабрадор существенно отличается от остальных плагиоклазов. Исключительный характер температурного хода тангенса угла диэлектрических потерь и электрического сопротивления лабрадора отмечен (также на единичных примерах) и другими авторами (Иоффе, Янчевская, 1958; Пархоменко, 1989; Гусейнов, Гаргацев, 2002).

Данная работа продолжает начатые исследования. Здесь расширен круг объектов, увеличено количество образцов плагиоклазов, в том числе и лабрадоров. Цель ее – на большем количестве образцов подтвердить или опровергнуть полученные ранее закономерности, в том числе «исключительность» лабрадора.

Методика исследований и образцы

Методика определения электропроводности образцов горных пород и электрических параметров при высоких температурах описана ранее (Бахтерев, 2000; 2004). Измерения выполнены в открытой системе при атмосферном давлении. Образцы для исследования вырезали в форме кубика с ребром 0,015 м. Исследуемые образцы предварительно прогревали при равномерном увеличении температуры от 20 до 800 ºС в течение четырех часов и охлаждали до комнатной температуры. Скорость нагревания 0,066 град/с. Температуру в системе определяли в 0,01 м от образца хромель-алюмелевой термопарой. Электрическое сопротивление на постоянном токе измеряли двухэлектродной установкой через каждые 10 °С в интервале температур 20-800 °С. Измерительный прибор — тераомметр Е6-13 с динамическим диапазоном от 10 до 10^{14} Ом и относительной ошибкой измерений от ±2,5% до 4% в конце диапазона. В качестве измерительного прибора для определения электрических параметров на переменном токе использован «Измеритель L, C, R цифровой» Е7-8. Прибор позволяет измерять тангенс угла диэлектрических потерь *tgδ* и активное сопротивление. Рабочая частота прибора 1000 Гц.

Для определения энергии активации E_0 и коэффициента электрического сопротивления lgR_0 кривые высокотемпературной электропроводности были построены в координатах *lgR, 1/T*. Энергия активации E_0 определена по величине тангенса угла наклона касательной к кривой *lgR=f(1/T)* в некоторой точке прямолинейного участка в температурной об-

ласти, где кривая *lgR=f(1/T)* не искажена аномальными эффектами. Коэффициент электрического сопротивления lgR_0 определен как величина отрезка, отсекаемого касательной к кривой *lgR=f(1/T)* на оси ординат.

Исследовано 42 образца плагиоклазов, из них 24 образца определены как лабрадоры; 8 образцов лабрадоров – с Украинского кристаллического щита, остальные 16 и все плагиоклазы – с Урала. Кроме того изучены два образца горной породы: габбро – из Баженовского месторождения хризотил-асбеста и гранит – из Шарташского гранитного массива. Из образцов габбро и гранита изготовлены прозрачные шлифы и изучены под микроскопом. Минеральный состав габбро (%): соссюритизированный плагиоклаз – 80, роговая обманка – 3, псевдоморфозы хлорита по роговой обманке – 7, кварц – 10. Предположительно плагиоклаз представлен андезином. Состав гранита (%): плагиоклаз – 75, кварц – 10, амфибол – 5, слюда – 5. Для четырех образцов лабрадоров в таблице приведен химический состав.

Химический анализ лабрадоров выполнен в аналитической лаборатории ОАО «Уралмеханобр» (аналитик Г.А. Куприянова).

Результаты и их обсуждение

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

В качестве примера на рис. 1, 2 приведены типичные кривые *lgR=f(T)* и *lg(tgδ)* исследованных образцов.

Чтобы не загромождать рисунки, показана только часть результатов, четко прослеживающих тенденцию изменения параметров различных плагиоклазов с изменением температуры. Выделено три вида температурных кривых электрического сопротивления. Одна группа – плагиоклазы, за исключением лабрадоров. Установлено, что образцы плагиоклазов по величине электрического сопротивления при нормальной температуре различаются примерно на пять порядков. В интервале 20-200 °C

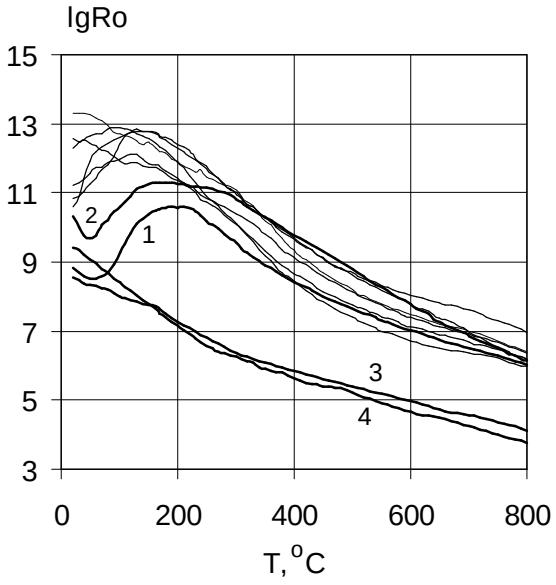


Рис. 1. Типичные кривые температурной зависимости электрического сопротивления плагиоклазов: 1-4 – кривые лабрадоров, описанных в таблице. Электрическое сопротивление R, Ом

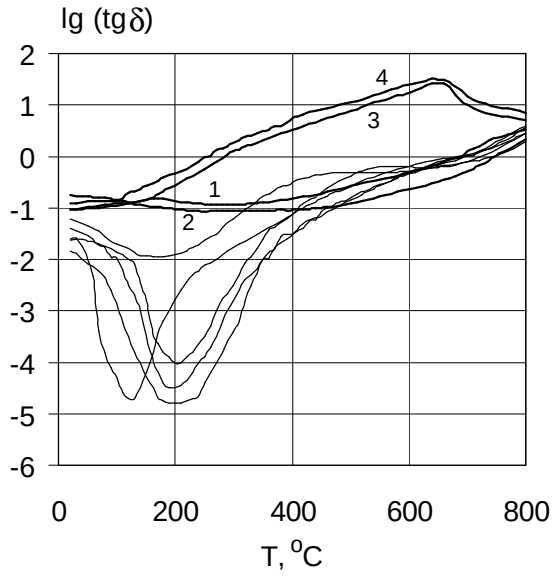


Рис. 2. Типичные кривые температурной зависимости тангенса угла диэлектрических потерь плагиоклазов: 1-4 – то же, что на рис. 1

электрическое сопротивление ведет себя сложным образом: сопротивление одних образцов увеличивается, других – уменьшается так, что при температуре 200 °C различие не превышает одного порядка. Такое различие сохраняется во всем температурном интервале 200-800 °C. Исключение составляют лабрадоры.

Таблица. Химический состав лабрадоров

№№ образцов	Содержание оксидов, %							Место отбора
	K_2O	Na_2O	CaO	Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	TiO_2	
1	0,51	3,28	11,9	31,7	50,1	0,74	0,15	Украина
2	0,04	2,20	16,6	32,2	45,5	1,08	0,03	Урал
3	1,02	3,97	9,56	26,8	49,9	5,38	0,34	Урал
4	0,84	4,08	8,56	24,3	52,8	5,06	0,30	Урал

По величине электрического сопротивления при нормальной температуре лабрадоры различаются примерно на два порядка. С повышением температуры сопротивление всех исследованных украинских и части уральских лабрадоров растет, достигает максимального значения при 200 °С (рис. 1, кривые 1, 2). В интервале 200-800 °С – находится в тех же пределах, что и остальных плагиоклазов. Часть образцов лабрадоров (некоторые уральские лабрадоры) существенно отличается по величине и характеру кривых сопротивления от всех других плагиоклазов (рис. 1, кривые 3, 4). Электрическое сопротивление этих лабрадоров уменьшается с ростом температуры и на два–три порядка ниже остальных плагиоклазов в температурном интервале 200-800 °С.

По величине и характеру поведения диэлектрических потерь в интервале 20-200 °С исследованные плагиоклазы также четко разделяются на три группы (рис. 2). Одну группу образцов составляют плагиоклазы, за исключением всех лабрадоров. Диэлектрические потери этих образцов минимальны в интервале 100-300 °С. При дальнейшем повышении температуры $lg(tg\delta)$ непрерывно увеличивается различным образом. Кривые испытывают перегибы в области 500-700 ºС. Ширина и глубина их минимума в интервале 100-300 ºС различна для разных образцов. Вторая группа образцов – лабрадоры украинские и часть уральских (рис. 2, кривые 1, 2). Третья группа образцов – некоторые уральские лабрадоры (рис. 2, кривые 3, 4). При нормальной температуре тангенс угла диэлектрических потерь всех образцов находится в пределах одного порядка. Из всех исследованных плагиоклазов наибольшими диэлектрическими потерями характеризуются лабрадоры. В интервале 20-100 °С характер кривых всех лабрадоров одинаков.

При 80-100 °С по характеру кривых $lg(tg\delta)$ и величине тангенса угла диэлектрических потерь лабрадоры делятся на две группы. Диэлектрические потери образцов украинских и части уральских лабрадоров почти постоянны в интервале 20-400 °С. При более высоких температурах монотонно растут, как бы «вливаясь в пучек» кривых остальных плагиоклазов. Диэлектрические потери образцов некоторых уральских лабрадоров непрерывно растут, достигают четкого максимума при температуре около 650 °С. Значения $lg(tg\delta)$ внутри каждой из обеих групп лабрадоров различаются не более чем в 2-3 раза во всем температурном интервале.

Таким образом, по обоим электрическим параметрам – электрическому сопротивлению и диэлектрическим потерям все исследованные плагиоклазы разделяются на три группы.

На рис. 3 показана связь между энергией активации и коэффициентом электрического сопротивления исследованных образцов плагиоклазов. Для исследованных образцов энергия активации меняется от 0,5 эВ до 1,9 эВ; коэффициент электрического сопротивления $lgRo$ – от -4,2 до 3,5. Установлен характер этого распределения. Для температурного интервала 500-800 ºС выявлена линейная связь между Eo и $lgRo$. Корреляционное уравнение имеет вид $lgRo$=6,66-5,69Eo с $\sigma=\pm0,25$. При расчете корреляционного уравнения были исключены значения Eo и $lgRo$ некоторых «аномальных» уральских лабрадоров (на рис. 3 – лабрадоры ряда 4). По результатам химического анализа «аномальные» лабрадоры отличаются от «нормальных» содержанием всех оксидов, особенно оксида же-

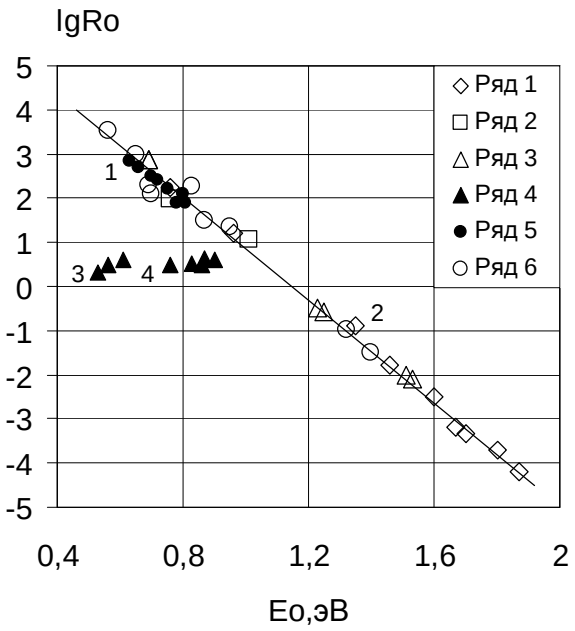


Рис. 3. Связь между *Eo* и *lgRo* исследованных образцов плагиоклазов: ряд 1 – вишневогорские плагиоклазы; ряд 2 – габбро (Баженовское месторождение хризотил-асбеста) и гранит (Шарташский массив); ряд 3, 4 – уральские лабрадоры; ряд 5 – лабрадоры Украинского кристаллического щита; ряд 6 – уральские плагиоклазы, исследованные нами раньше (Бахтерев, 2008). Цифры около некоторых точек – номера образцов лабрадоров, описанных в таблице. Прямая линия – корреляция *lgRo=f(Eo)* исследованных образцов плагиоклазов за исключением лабрадоров ряда 4

леза (таблица).

В связи с этим сошлемся на результаты исследований структуры плагиоклазов. А именно изменения, связанные с упорядочением *Al* и *Si*, в структуре анортитового типа. В работе (Гэй, Тейлор, 1956) отмечены наблюдения над некоторыми «аномальными» плагиоклазами.

Показано, что лабрадор, содержащий 5% ортоклаза, 33% альбита и 62% анортита, от которого следовало бы ожидать структуры типа «структуры средних плагиоклазов», в действительности обнаружил пример плагиоклаза с анортитовой структурой, в котором распределение *Al* и *Si* далеко от полного порядка. Авторы полагают, что неупорядоченное состояние в этом образце лабрадора может быть следствием ряда причин: или значительным неравенством числа атомов *Al* и *Si*, или влиянием небольшого количества присутствующих в нем атомов *K*, или следствием замещения *Ca* атомами *Na*. Полученные нами результаты не противоречат данному утверждению. По всем отмеченным в (Гэй, Тейлор, 1956) параметрам исследованные нами «аномальные» лабрадоры отличаются от, назовем их, «нормальных» лабрадоров. В связи с этим комплексное исследование электропроводности и структуры коллекции образцов «средних плагиоклазов» представляется весьма интересным.

Автор благодарит кандидатов геолого-минералогических наук Л.Д. Булыкина, Н.В. Вахрушеву, А.Ф. Коптяева, предоставивших для исследования образцы плагиоклазов из своих личных коллекций.

Заключение.

Исследована высокотемпературная электропроводность 42 образцов плагиоклазов (34 из них – уральские), в том числе лабрадоров Урала (16 образцов) и Украинского кристаллического щита (8 образцов).

Получены температурные зависимости электрического сопротивления и тангенса угла диэлектрических потерь в интервале 20-800 ºС, энергия активации E_0 (для температурного интервала 500-800 ºС) и коэффициент электрического сопротивления lgR_0. Для исследованных образцов энергия активации меняется от 0,5 эВ до 1,9 эВ; коэффициент электрического сопротивления *lgRo* – от -4,2 до 3,5. Установлен характер этого распределения. Выявлена линейная связь между *Eo* и *lgRo* для образцов плагиоклазов, за исключением части уральских («аномальных») лабрадоров. Корреляционное уравнение имеет вид $lgRo=6{,}66-5{,}69Eo$ с $\sigma=\pm0{,}25$.

По электрическим параметрам все исследованные плагиоклазы разделяются на три группы: 1 – плагиоклазы, за исключением всех лабрадоров; 2 – украинские и

часть уральских лабрадоров; 3 – часть уральских («аномальных») лабрадоров. Фигуративные точки «аномальных» лабрадоров в координатах Eo, $lgRo$ поразному отклоняются от базовой линии $lgRo$=6,66-5,69Eo. Не связано ли это явление с различной упорядоченностью структуры минералов?

Высказанное ранее предположение, что изменения параметров электропроводности, вероятно, взаимосвязаны с процессами инверсионных переходов и разупорядочения в полевых шпатах и в некоторой степени с их химическим составом, не было опровергнуто новым фактическим материалом. «Аномальные» по электрическим параметрам лабрадоры отличаются от «нормальных» также по содержанию всех оксидов. При этом все исследованные лабрадоры по величине электрического сопротивления, диэлектрическим потерям и по характеру поведения их при высоких температурах отличаются от остальных плагиоклазов. Однако для выяснения первопричины «аномальности» электропроводности лабрадоров необходимы специальные исследования. Отметим также, что исследованные лабрадоры не иризируют.

Так как мы не имели данных о структуре исследованных плагиоклазов, их минеральной чистоте, то приведенные результаты позволяют говорить лишь о принципиальной возможности получения новой дополнительной информации о полевых шпатах, как петрогенетических индикаторах, электрическими методами.

Литература

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

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

Бахтерев В.В. Высокотемпературная электропроводность некоторых полевых шпатов // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 2. С. 199-202.

Гэй П. и Тейлор В.Х. Структуры плагиоклазов. Изменения анортитовой структуры. / Полевые шпаты, 2-й сб. статей, пер. с англ. А.С. Марфунина. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. С. 47-56.

Гусейнов А.А., Гаргацев И.О. Особенности электропроводности щелочных полевых шпатов при высоких температурах // Физика Земли. 2002. № 6. С. 82-86.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т.4. Каркасные силикаты. М.: Мир, 1966. 482 с.

Зырянов В.Н. Температура микроклин-ортоклазового перехода по экспериментальным данным и природным парагенезисам // ДАН СССР. 1977. Т. 233. № 6. С. 1192-1195.

Зырянов В.Н. Температура санидин-ортоклазового перехода // ДАН СССР. 1978. Т. 241. № 4. С. 917-919.

Зырянов В.Н. Фазовое соответствие в системах щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов. М.: Наука, 1981. 220 с.

Иоффе В.А., Янчевская И.С. Диэлектрические потери в полевых шпатах // Журнал технической физики. 1958. Т. 38. № 10. С. 2154-2164.

Коул В.Ф., Серум Х. и Тэйлор В.Х. Структура плагиоклазов / Полевые шпаты, 2-й сб. статей, пер. с англ. А.С. Марфунина. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. С. 9-27.

Крамаренко Н.К. Фазовый состав, пластинчатое строение и иризация плагиоклазов. Киев: Наукова думка, 1975. 106 с.

Кумеев С.С. Полевые шпаты – петрогенетические индикаторы. М.: Недра, 1982. 208 с.

Марфунин А.С. Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Труды ИГЕМ. Вып. 78. 1962. 275 с.

Нейкур Т.Л., Пальгуева Г.В. Полевые шпаты как источник информации о генезисе редкометальной минерализации одного из гранитных массивов Урала // Труды Института геологии Коми филиала АН СССР. 1980. Вып. 31. С. 157-158.

Пархоменко Э.И. Геоэлектрические свойства минералов и горных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1989. 198 с.

Ферштатер Г.Б. Полевые шпаты гранитоидов Урала, как индикаторы условий их формирования // ДАН СССР. 1968. Т. 180. № 6. С. 1457-1459.

УДК 550.343:550.4

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО - ВРЕМЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ОЧАГА РАЗРУШЕНИЯ ПРИ ЗАТУХАЮЩЕМ ВО ВРЕМЕНИ РЕЖИМЕ ВЫДЕЛЕНИЯ РАДОНА

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

Аннотация. Решена задача по описанию миграции радона в трещиновато-пористой среде для случая, когда интенсивность его выделения в очаге разрушения падает во времени. Полученные результаты позволяют повысить эффективность алгоритма решения обратной задачи по определению пространственно-временных характеристик очага разрушения.

Трещиновато-пористая среда, разрушение, миграция радона.

DETERMINATION OF THE SPACE - TIME CHARACTERISTICS OF DESTRUCTION AREA FOR THE DAMPING IN TIME REGIME OF RADON EXHALATION

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

Abstract. The problem for description of radon migration in the crack porous medium is solved for a case when intensity of radon exhalation in the destruction area falls in time. The received results allow increasing the efficiency of algorithm of the inverse problem decision by determination of the space-time characteristics of the destruction area.

Crack porous medium, rock failure, radon migration.

Введение

Временные аномалии концентрации радона несут информацию об изменении физических характеристик геосреды и параметров миграции радон содержащего флюида, являясь индикаторами процессов, приводящих к их появлению. С этой точки зрения информативными являются, в частности, высокоамплитудные аномалии концентрации радона (как правило, связанные с разрушением горных пород), и поэтому они могут быть использованы для восстановления соответствующих изменений структурно-петрофизических характеристик разрушающейся геосреды. Количественная интерпретация временных аномалий концентрации радона позволяет полнее изучить характер протекания процессов разрушения в геосреде и вплотную подойти к выявлению причин и условий, влияющих на осуществление того или иного режима их развития.

Разработана количественная физическая модель и построена система уравнений для описания миграции радона в разрушающейся трещиновато-пористой среде (ТПС), а также предложен механизм образования высокоамплитудных аномалий его концентрации (Беликов, Шестаков, 1997а; б). Основой модели является предположение о том, что причиной появления указанных аномалий является вскрытие недоступных до разрушения пор и трещин, а также блоков пород, содержащих радон.

Иными словами, по мере протекания процессов разрушения радон высвобождается из изолированных пор, поступая в открытое пористое пространство из которого берутся пробы газа на анализ. В результате проведения количественной интерпретации экспериментального материала по временным вариациям концентрации радона перед горными ударами в шахтах было изучено относительное изменение открытой пористости и удельной внутренней поверхности в процессе разрушения, определены пространственно-временные характеристики очага разрушения (его характерный размер, расстояние от точки наблюдения, время события). Кроме того, были получены такие параметры, как скорость фильтрации флюида и коэффициент диффузии радона в нем, а также коэффициент инжекции (отношение выделившегося в очаге количе-

ства радона к фоновой его концентрации в ТПС) (Беликов, Шестаков, 1997а; б; 2000).

При определении пространственно-временных характеристик предполагалось, что в очаге разрушения в проницаемую ТПС мгновенно вбрасывается некоторое количество (импульс) радона. Возникшая аномалия затем эволюционирует в пространстве и времени. В результате сравнения импульса концентрации радона в точке наблюдения с экспериментальной кривой его временных вариаций были определены указанные выше характеристики. Следует отметить, что, вообще говоря, такая модель не совсем адекватно описывает процесс возникновения долговременной аномалии концентрации радона, так как не учитывает растянутость во времени процесса разрушения. А именно, гораздо естественнее и правильнее предположить, что генерация импульса концентрации радона в очаге происходит в течение некоторого конечного временного интервала. При этом важно также учитывать и характер режима выделения (инжекции) радона в процессе разрушения. В работе (Беликов, Шестаков, 2007) предполагалось, что процесс высвобождения радона в очаге, порождающем аномалию, происходит равномерно (прямоугольный импульс концентрации радона) в течение промежутка времени T (длительность работы очага), равного периоду активизации процессов разрушения. На самом же деле, инжекция радона происходит неравномерно, затухая к концу периода T. Поэтому целесообразно рассмотреть более правдоподобный с физической точки зрения случай, когда интенсивность высвобождения радона в очаге разрушения падает во времени по тому или иному закону.

Таким образом целью данной работы является разработка алгоритма, и проведение количественной интерпретации высокоамплитудных аномалий концентрации радона при затухающем во времени режиме выделения радона в очаге разрушения.

Постановка и решение задачи

Уравнение, описывающее миграцию радона в ТПС, в одномерном случае, имеет вид (Беликов, Шестаков, 2007):

$$\frac{\partial U}{\partial t} - D\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + v\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{U}{t} = b\,\Omega_0, \qquad (1)$$

где U – содержание радона в открытых порах (из которых берутся пробы газа на анализ); b – поток радона в открытые поры из скелета; Ω_0 – удельная внутренняя поверхность (предполагаемая постоянной), разделяющая открытые поры и скелет горной породы; v – скорость фильтрации флюида; D – коэффициент диффузии радона во флюиде; t=1/l – время жизни радона (l – постоянная распада).

Данное уравнение описывает процесс миграции радона по проницаемой зоне из очага разрушения в точку наблюдения. До начала периода активизации процессов разрушения концентрация радона в открытых порах стационарна, однородна по пространству и определяется равновесием между его распадом и притоком из скелета горной породы. Такую концентрацию мы будем назвать фоновой $U_ф$.

Таким образом с учетом (1) $U_ф$ может быть представлена в виде

$$U_ф = b\Omega_0 t = B\ . \qquad (2)$$

В момент активизации процессов разрушения в проницаемое открытое пористое пространство в очаге инжектируется дополнительное количество радона при ликвидации перемычек, отделяющих указанное пространство от изолированных до разрушения отдельных пор или групп таких пор и трещин (блоков). Возникшая аномалия затем эволюционирует в пространстве и времени в процессе движения (по проницаемой зоне) импульса радона вместе с флюидом по закону Дарси в точку наблюдения с одновременным его размыванием за счет диффузии и падением концентрации за счет естественного распада.

Будем искать решение уравнения (1) в виде суммы

$$U = U_1(x,t) + U_ф\ , \qquad (3)$$

где $U_ф$ определяется соотношением (2), а $U_1(x,t)$ удовлетворяет уравнению

$$\frac{\partial U_1}{\partial t} - D\frac{\partial^2 U_1}{\partial x^2} + v\frac{\partial U_1}{\partial x} + \frac{U_1}{t} = 0 \qquad (4)$$

и представляет собой концентрацию радона, обусловленную процессами разрушения. Ранее нами было показано, что диффузионная составляющая потока радона мала по сравнению с конвективной (Беликов, Шестаков, 2007), поэтому уравнение (4) упростится:

$$\frac{\partial U_1}{\partial t} + v\frac{\partial U_1}{\partial x} + \frac{U_1}{t} = 0. \qquad (5)$$

Граничное условие, соответствующее случаю, когда интенсивность выделения радона в очаге разрушения падает во времени по линейному закону, выглядит так:

$$U_1(0,t) = \begin{cases} K\left(1-\dfrac{t}{T}\right), & 0 \le t \le T, \\ 0, & t > T \end{cases} \qquad (6)$$

где K – некоторая постоянная, равная количеству радона, инжектированного в открытое трещиновато-пористое пространство в очаге в момент времени $t=0$.

Графическая иллюстрация краевого условия (6) приведена на рис. 1.

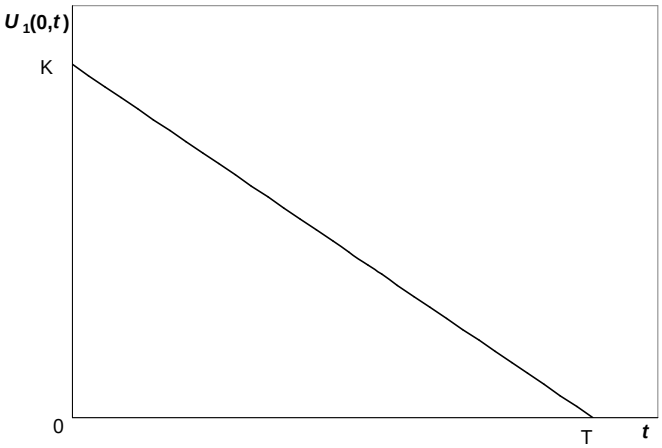


Рис. 1. Зависимость аномальной концентрации радона в очаге разрушения $U_1(0, t)$ от времени. Иллюстрация краевого условия (6)

Начальное условие, в силу предположения о том, что процессы разрушения начинают происходить лишь при $t>0$,будет следующим:

$$U_1(x,0) = 0. \qquad (7)$$

Решение уравнения (5) с граничными и начальными условиями (6) и (7) было получено с использованием преобразования Лапласа по времени. Тогда, в соответствии с (2) и (3), решение уравнения (1) примет вид:

$$U(x,t) = B + K\exp\left(-\frac{x}{vt}\right)\times \qquad (8)$$
$$\times\left[h\left(t-\frac{x}{v}\right) - \frac{1}{T}\left(t-\frac{x}{v}\right)h\left(t-\frac{x}{v}\right) + \frac{1}{T}\left(t-T-\frac{x}{v}\right)h\left(t-T-\frac{x}{v}\right)\right]$$

В выражении (8) использована функция Хевисайда $\eta(t)$, определяемая следующим образом:

$$h(t) = \begin{cases} 0, & t<0 \\ 1, & t \ge 0 \end{cases}$$

С использованием решения (8) может быть получено выражение для полного потока радона в ТПС

$$J = vU. \qquad (9)$$

Затем следует определить общее количество радона P, поступающего в полость, где происходит его регистрация. Величина P имеет вид (Беликов, Шестаков, 2000)

$$P = e\,\Delta S\,\Delta t\,J. \qquad (10)$$

Здесь e – коэффициент пропорциональности, определяемый методикой эксперимента, ΔS – поверхность, через которую поступает радон в полость, Δt – промежуток времени, в течение которого происходит накопление радона. Далее должно быть вычислено относительное количество радона, регистрируемого в полости (величина P/P_0), где $P_0 = e(\Delta S)(\Delta t)vB$ характеризует фоновое значение P.

Численные расчеты и обсуждение результатов

Определение пространственно-временных характеристик очага разрушения и параметров миграции радона может быть осуществлено на основе сравнения экспериментальных данных по относительной (в сравнении с фоном) концентрации радона с теоретическими значениями отношения P/P_0, рассчитанного согласно (8-10).

На рис. 2 приведены результаты процедуры минимизации, основанной на сравнении экспериментальных данных по временным вариациям концентрации радона, взятым из работы (Булашевич и др., 1996), с теоретическими (сплошная линия), полученными в соответствии с (8)-(10).

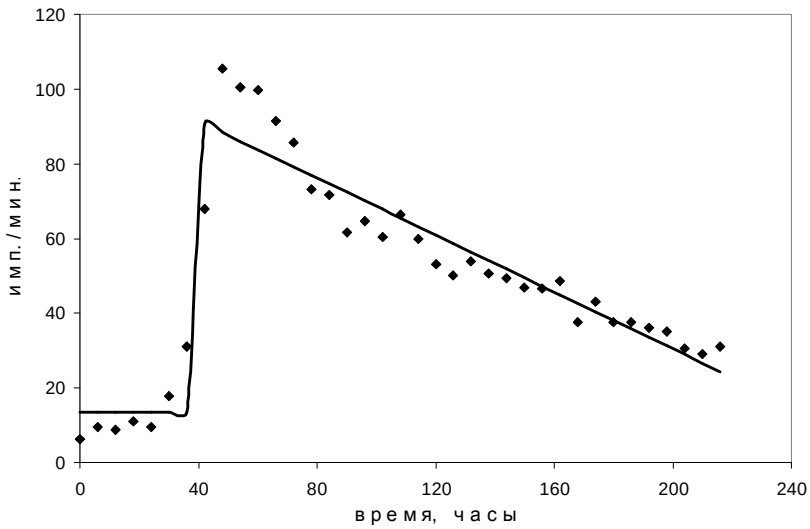


Рис. 2. Сравнение наблюденных значений временных вариаций концентрации радона (маркеры) с теоретическими (сплошная линия) для модели (6)

Определялись следующие параметры: $H=K/B$, x/v и T. Первый из них ($H=K/B$), который, как и в (Беликов, Шестаков, 2000; 2007), мы назовем коэффициентом инжекции, $H=7{,}9$. Второй параметр x/v равен 42 ч, где x в данном случае принимает фиксированное значение, равное расстоянию от очага разрушения до точки наблюдения. Длительность работы очага $T=202{,}7$ ч.

Следует отметить, что коэффициент инжекции H имеет значение, меньшее того, которое мы получили ранее (Беликов, Шестаков, 2000). Тем не менее, и в данном случае, рассчитанное значение H нельзя объяснить только увеличением удельной внутренней поверхности в процессе разрушения и, следовательно, необходимо допустить, что в породе имеются включения других минералов с другой, повышенной по сравнению с вмещающей средой, генерацией радона и другим потоком с единицы поверхности. Иными словами, в результате процессов разрушения в открытое трещиновато-пористое пространство в очаге попадает радон из изолированных пор с повышенным (по сравнению с вмещающей средой) его содержанием. Такие включения, как правило, отличающиеся по своим упругим свойствам от основной породы, являются концентраторами напряжений и в первую очередь именно в их окрестности развиваются процессы разрушения. Расстояние от источника до точки наблюдения x в данной модели непосредственно не определяется, а входит в отношение x/v. Следовательно, значение x может быть получено только в том случае, когда известна скорость фильтрации v. К сожалению, определение величины v при проведении радонового мониторинга не производилось. Отсутствуют также данные о проницаемости горных пород в месте наблюдения, которые позволили бы оценить скорость фильтрации флюида v, в соответствии с законом Дарси. Если же использовать значение $v=0{,}0096$ см/сек, полученное нами ранее на основе того же экспериментального материала (Беликов, Шестаков, 2000), то (с учетом значения $x/v=42$ ч) расстояние до очага разрушения x составит в данном случае 14,5 м. С другой стороны, отношение x/v (при фиксированном значении x) определяет время события (промежуток времени, прошедший от начала функционирования очага до момента появления радоновой аномалии в точке наблюдения).

Из сравнения величин $x/v=42$ ч и $T=202{,}7$ ч следует, что в момент, когда рассматриваемая радоновая аномалия появилась в точке наблюдения, очаг еще продолжал функционировать (период активизации процессов разрушения еще не завершился). Полученное значение величины расстояния от точки наблюдения до очага разрушения x говорит о том, что область зондирования радоновым мониторингом имеет характерные размеры меньшие тех, которые мы получили ранее.

Следует отметить, что решение уравнения (5) может быть получено (с использованием преобразования Лапласа или метода

характеристик) для произвольного граничного условия $U_1(0,t)$

$$U_1(x,t) = e^{-\frac{x}{vt}} U_1\left(0, t - \frac{x}{v}\right) h\left(t - \frac{x}{v}\right). \quad (11)$$

Однако среди всех формально возможных вариантов конкретного вида функции $U_1(0, t)$ необходимо использовать только тот, который адекватно описывает затухающий режим высвобождения радона в очаге разрушения. С этой точки зрения, наряду с (6), можно рассмотреть, например, релаксационный (экспоненциально убывающий во времени) режим падения темпов выделения радона, аналитически описываемый выражением

$$U_1(0,t) = Ke^{-\frac{t}{T}}. \quad (12)$$

Величину T в (12) уже нельзя трактовать, как длительность работы очага разрушения. В данном случае T, по физическому смыслу, определяет время релаксации процессов выделения радона в очаге. Если $t/T<<1$, то выражение (12) переходит в (6). Таким образом, лишь в том случае, когда $t/T<1$, параметр T по порядку величины сравним с периодом активизации процессов разрушения. При граничном условии (12) с учетом (11) решение уравнения (1) будет иметь вид

$$U(x,t) = B + K\exp\left(-\frac{x}{vt}\right)\exp\left(-\frac{t-\frac{x}{v}}{T}\right) h\left(t - \frac{x}{v}\right). \quad (13)$$

С использованием (13), решение обратной задачи с целью определения пространственно-временных характеристик очага разрушения дало следующие результаты: $H=K/B=9,1$; $x/v=36,9$ ч; $T=115,1$ ч; $x=12,8$ м (при 0,0096 см/сек). Сравнивая их с полученными выше для случая (6) и (8) видим, что значения параметров $H=K/B$ и x/v, а также расстояния до очага разрушения x получились близкими. Более существенное отличие в величинах T обусловлено тем, что физический смысл параметра T в (6) и (12) различен.

И, наконец, отметим еще одно важное обстоятельство, касающееся режима высвобождения радона. Очевидно, что с момента активизации процессов разрушения темпы выделения радона в очаге вначале возрастают, достигая максимума, а затем падают по тому или иному закону. Иными словами, периоду затухания процессов высвобождения радона в очаге должен предшествовать конечный промежуток времени t_0, когда темпы выделения радона увеличиваются, например, по линейному закону. Изложенные соображения дают основание рассмотреть следующее граничное условие для уравнения (5), более адекватно описывающее характер развития процессов разрушения в очаге:

$$U_1(0,t) = \begin{cases} K\dfrac{t}{t_0}, & 0 \le t \le t_0 \\ K\exp\left(-\dfrac{t-t_0}{T}\right), & t > t_0 \end{cases}. \quad (14)$$

Решив уравнение (1), при условии (14) и используя полученный результат (который мы для краткости не приводим) в обратной задаче, мы получили, что t_0=14,2 ч; T=104,1 ч; x/v=32,8 ч; $H=K/B$=10,4; x=11,3 м (при $v=0,0096$ см/сек). Период активизации процессов разрушения приблизительно совпадающий в данном случае с величиной t_0+T, порядка 118,3 ч.

Результаты процедуры минимизации представлены на рис. 3.

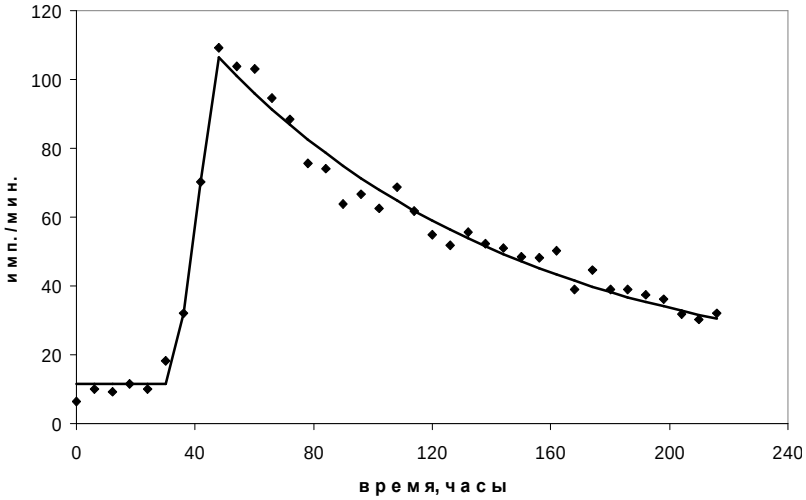


Рис. 3. Сравнение наблюденных значений временных вариаций концентрации радона (маркеры) с теоретическими (сплошная линия) для модели (14)

Немаловажно отметить, что использование условия (14) и введение дополнительного параметра t_0 позволило значительно (более, чем в два раза) уменьшить среднеквадратичное отклонение теоретических от экспериментальных данных (рис. 2, 3) по сравнению с моделями (6) и (12). Кроме того, само по себе знание величины t_0, дает дополнительную информацию о характере развития процессов разрушения и режиме выделения радона в очаге.

Заключение

Главный вывод, который можно сделать в результате проведенного исследования состоит в том, что результаты решения обратной задачи по определению пространственно-временных характеристик очага разрушения зависят от используемой физической модели для описания процессов выделения радона в очаге разрушения. Выбор последней, в свою очередь определяется степенью полноты информации о процессах разрушения горных пород и их физических характеристиках.

Таким образом, для того, чтобы повысить достоверность результатов количественной интерпретации временных аномалий концентрации радона, необходимо кроме радоновых измерений, проводить синхронные натурные геофизические исследования, для получения дополнительной информации о структурно-петрофизических свойствах горных пород. В частности, полученные экспериментальные данные по проницаемости горных пород, могли бы позволить непосредственно (и независимо) определять скорость фильтрации флюида и, следовательно, как мы сказали выше, расстояние до очага разрушения.

Работа поддержана программой № 16 Президиума РАН и программой № 6 Отделения наук о Земле РАН.

Литература

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. Использование временных вариаций концентрации радона для определения структурных характеристик геосреды. II // Дефектоскопия. 1997. № 9. С. 89–97.

Беликов В.Т., Шестаков А.Ф. Использование вариаций концентрации радона для определения пространственно-временных характеристик очага разрушения // Дефектоскопия. 2000. № 3. С. 89–95.

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

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.

УДК 550.553(470.5.837)

ЛЕВОБЕРЕЖНОЕ МЕДНОКОЛЧЕДАННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АСПЕКТ)

Бушарина С.В., Виногадов А.М., Угрюмов И.А., Фомин Т.Л. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Открытие новых колчеданных месторождений на Урале – редкое событие в последние 20-30 лет. На примере геолого-геофизической изученности Теренсайской рудоносной зоны и истории выявления Левобережного медноколчеданного месторождения обсуждаются главные причины негативных тенденций и определяются направления исследований и работ для повышения эффективности поисков.

Колчеданы, месторождения, поиски, геофизика, эффективность, методика, технология.

LEVOBEREZHNOE CUPROPYRITE DEPOSITS (HISTORY AND GEOPHISICAL ASPECT)

Busharina S.V., Vinogadov A.M., Ugrjumov I.A., Fomin T.L. – Institute of Geophysics UB of RAS, Ykaterinburg

Abstract. Opening new cupro-pyrite deposits in Ural Mountains are rare event last 20-30 years. For example: Terensais ore zones and the history of revealing of Lvoberezhnogo cupro-pyrite deposits are discussed the main reasons of negative tendencies and directions of researches and works for increase of efficiency of searches are defined.

Cupropyrite, deposits, defined, geophysics, efficiency, methodology, technology.

Введение

История открытия Левобережного медноколчеданного месторождения расположенного в пределах Домбаровского рудного района (Оренбургская область) подчеркивает достаточно типовую ситуацию длительного, сложного и трудоемкого процесса открытия и разведки любого из известных месторождений, доведенного до промышленного освоения. Цель статьи – на основании заключительных геофизических работ выполненных Институтом геофизики УрО РАН в 2001-2003 гг., определивших перевод известного рудопроявления в разряд месторождений, обратить внимание на необходимость перехода на новые технологические подходы при прогнозировании и поисках.

История изученности, физические поля и строение Домбаровского рудного района

Левобережное месторождение расположено в пределах Домбаровского рудного узла Теренсайской рудоносной зоны, это было установлено на основании результатов региональных геофизических съемок и данных сейсморазведки, принципиально изменивших представления о строении территории. Антиклинорная структура с выходом в ядре предполагаемых докембрийских метаморфических комплексов была переведена в синклинорную (Виноградов, 1966; 2004; Меньшиков, Никишева, Щебухова, 1978) – вулкано-тектонический трог, образованный над квазиспрединговой зоной клиновидной формы, заполненной базитами (рис. 1). Структура, выделенной рудной зоны была прослежена по геофизическим данным далеко на север и включила, как показала 40-летняя история изучения района, все рудные поля выявленных месторождений Домбаровского района (Виноградов, 1968; Виноградов, Прозоров, Виноградова, 1970).

В центре Домбаровского рудного узла, расположен Джаилганский рудно-вулканический центр (рис. 2). В его пределах выявлено рудное поле Осеннего медно-цинко-колчеданного месторождения (Виноградов, Прозоров, Виноградова, 1970).

Прогноз структуры рудного поля Осеннего месторождения и выявление рудных тел в его пределах закреплен в приоритетном отношении за геофизическими

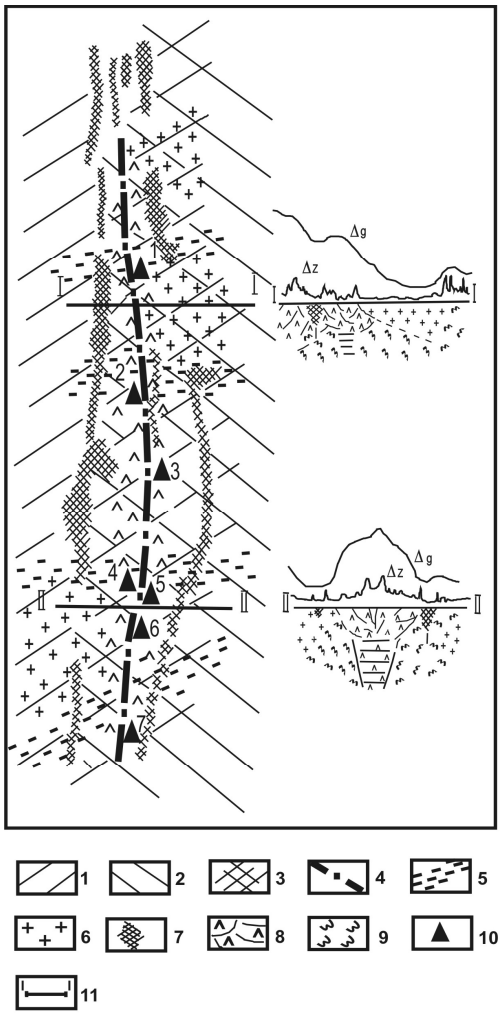


Рис. 1. Структурно-тектонического положение и элементы строения Теренсайской рудоносной зоны:
1 – Магнитогорская мегазона; 2 – Восточно-Уральская мегазона; 3 – сопряжение мегазон; 4 – осевая часть Теренсайского глубинного разлома; 5 – секущие тектонические дислокации; 6 – позднепалеозойские гранитоиды (s=2,60±0,05 г/см^3); 7 – грабеновые системы, выполненные осадочными отложениями карбона (s=2,65±0,05 г/см^3), вдоль региональных разломов; 8 – базитовые вулканоплутонические комплексы (s=2,82±0,10 г/см^3) раннего-среднего палеозоя и квазиспрединговый клин, выполненный базитами; 9 – докембрийские метаморфические комплексы (s=2,67±0,10 г/см^3); 10 – колчеданные месторождения (1 – Джусинское, 2 – Барсучий лог, 3 – Зимнее, 4 – Летнее, 5 – Осеннее, 6 – Левобережное, 7 – Весеннее); 11 – положение схематических разрезов с кривыми аномалий силы тяжести (Δg) и магнитного поля (ΔZ)

работами с присвоением специалистам-геофизикам знаков «Первооткрыватель месторождения» (Первооткрыватели…, 2002).

К западу от Осеннего месторождения вдоль борта Джаилганского рудно-вулканического центра, очерченного своеобразной мозаикой магнитных полей были выделены участки особо перспективные на поиски месторождений. В результате проверки одного из них было выявлено Летнее медноколчеданное месторождение.

Открытие этого месторождения произошло на площади, которая перекрывалась геологическими съемками м-ба 1:50000 до и после открытия Осеннего месторождения (Потапенко, 1996). Однако предопределили его открытие начатые комплексные геофизические съемки на участке (МПП, ВПСГ, гравиметрия, магнитометрия, литохимия м-ба 1:10000). Так уже в процессе опережающих геологических маршрутов с отбором проб для литохимических анализов были обнаружены обнажения бурых железняков шляпного типа (1-ая залежь будущего месторождения). В их районе по данным МПП и ВПСГ были выявлены аномалии, отвечающие эродированному и слепым рудным телам месторождения.

После открытия Осеннего и Летнего месторождений площадь Домбаровского рудного района была изучена ГГК (глубинное геологическое картирование) м-ба 1:50000 (Виноградов, 1998; Потапенко, 1996). Геофизическое обеспечение работ по ГГК заключалось в неоднократном перекрытии территории съемками МПП с петлями 600х600 (рис. 2Б), 400х400, 200х200 м, проведении работ ВПСГ, гравиметрии, магнитометрии, поверхностной и глубинной литохимической съемок м-бов 1:10000-1:25000.

Аналогичные работы были развернуты в области выхода на эрозионный срез благоприятных на поиски колчеданного оруденения вулканических комплексов вдоль Теренсайской рудоносной зоны (рис. 1) от

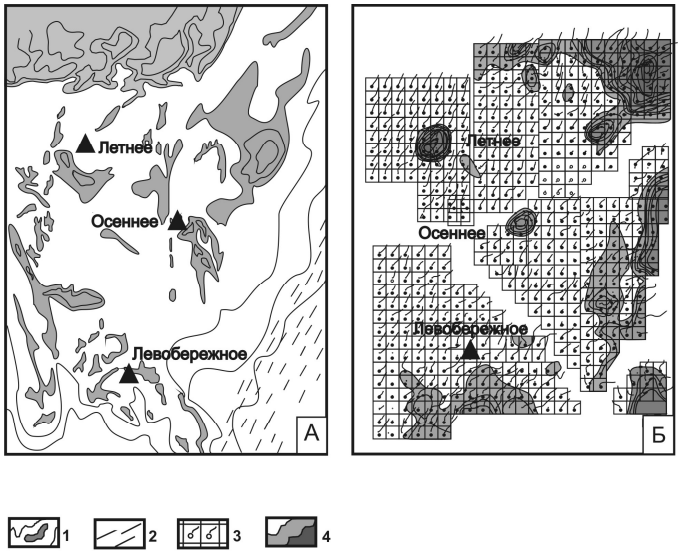


Рис. 2. Схема магнитных полей (А) и результатов исследований методом переходных (МПП) процессов (Б) в районе Джаилганского рудно-вулканического центра:
1 – распределение изодинам магнитного поля с участками повышенных значений; 2 – область особо повышенных градиентов силы тяжести; 3 – положение приемно-генераторных петель и характеристик кривых сопротивлений по времени в МПП с размерами петель 600х600 м; 4 – изолинии значений спада поля неустановившегося сигнала в МПП (время 6 мс) с раскраской по нарастающей интенсивности значений

Казахстана до Челябинской области, включая Александринский рудный район. В результате выявлены ряд мелких колчеданных месторождений (Александринское, Сабановское, Амурское, Зимнее, Барсучий Лог) и большое количество рудопроявлений и точек обогащенной минерализации.

В этот период буровые работы, осуществляемые с использованием алмазных коронок и современных технологий, приобрели высокую производительность. Они обеспечивали выполнение планово высоких объемов работ, что привело к проверке не только сравнительно редких геофизических и геохимических аномалий, но и гипотетических геологических построений в межаномальном пространстве. Бурение перекрытых разрезов, вошедшее в практику ГГК и глубинных поисков, несомненно, создавало предпосылки для выявления рудовмещающих структур и поисков крупных месторождений.

Впечатляющие результаты такого процесса были на западе территории (открыты глубокие горизонты Гайского месторождения, 2, 4, 6 залежи Юбилейного месторождения, Подольское, Северо-Подольское, Восточно-Подольское месторождения и др.). Однако вдоль Теренсайской рудоносной зоны, более сложной и разнообразной по строению, этого не произошло. Заметим, что подобная ситуация сложилась и для Урал-Тауской (ГУГР) зоны с многочисленными медно-никель-кобальтовыми колчеданными рудопроявлениями и четырьмя мелкими месторождениями.

Для обоснования поисков крупных месторождений вдоль откровенно перспективных Теренсайской и Урал-Тауской зон, окаймляющих Магнитогорский прогиб, в свое время привлекались все основные научные организации СССР. Научные обоснования, требующие высокой детальности и полноты в изучении разреза, стимулировали буровые работы. Однако был нарушен главный принцип эффективности бурения при поисках – оперативное определение положения каждой последующей скважины по результатам работ на предыдущей. Сложилась регламентированная этапность геологоразведочного процесса поисков, обеспечивающая высокие показатели буровых работ. Таким образом, основная цель – выявление месторождения, терялась и передвигалась, как бы, на следующий этап.

Эйфория обеспеченности прогнозными и разведанными запасами медно-колчеданных руд на Урале кончилась в начале этого столетия (Попов, Сафонов, 2003). В новых условиях решать проблему начали по известной программной схеме ВМСБ (восполнение минерально-сырьевой базы) за счет средств и силами заинтересованных уже частных предприятий (ОАО «ГОКов»). Через эту схему прошла история дальнейших поисков месторождений в Домбаровском районе (Кузнецов, 2006).

Методика и результаты геофизических работ при выявлении Левобережного медноколчеданного месторождения

Институт геофизики УрО РАН по договору с ОАО «Гайский ГОК» в 2000 г. приступил к тематическим и опытно-производственным работам по переоценке перспектив на колчеданное оруденение Акжарско-Домбаровской площади Оренбургской области.

За основу была принята ревизия комплексных геофизических и геохимических аномалий известных рудопроявлений с использованием разработанной ранее технологической схемы (рис. 3А) (Виноградов, 2004).

В результате на этой достаточно хорошо изученной и детально опоискованной ранее площади были выделены десятки локальных участков, заслуживающих дальнейших и прежде всего геофизических исследований. Была применена схема экспрессной оценки этих участков (рис. 3Б) с использованием современного аппаратурно-методического комплекса электроразведки (Великин, Булгаков, Шерешевский, 1996). Планомерное изучение участков было начато с наиболее перспективных.

На одном из них – участок рудопроявления Левобережного, была выявлена локальная геофизическая аномалия ЗМПП. С одной стороны аномалия имела откровенно рудные характеристики, с другой – она была расположена на участке известного, ранее детально изученного рудопроявления, и с учетом всего комплекса выполненных работ участок был оценен как бесперспективный. Однако заданная скважина вскрыла в интервале 15-92 м богатые массивные медноколчеданные руды. Объект был оперативно разведан силами ОАО «Гайский ГОК» и подготовлен для отработки карьерным способом (Кузнецов, 2006).

Приведем обзор результатов детальных геофизических работ определивших перевод известного рудопроявления в разряд месторождения.

Линзовидная залежь массивных медноколчеданных руд Левобережного месторождения залегает среди спилитов, вариолитов и зеленых сланцев (Прокин, Нечеухин, Сопко, 1985).

Здесь выделяют две подтолщи: верхняя $D_1km^2_3$ – надрудная представлена диабазовыми порфиритами массивного и по-

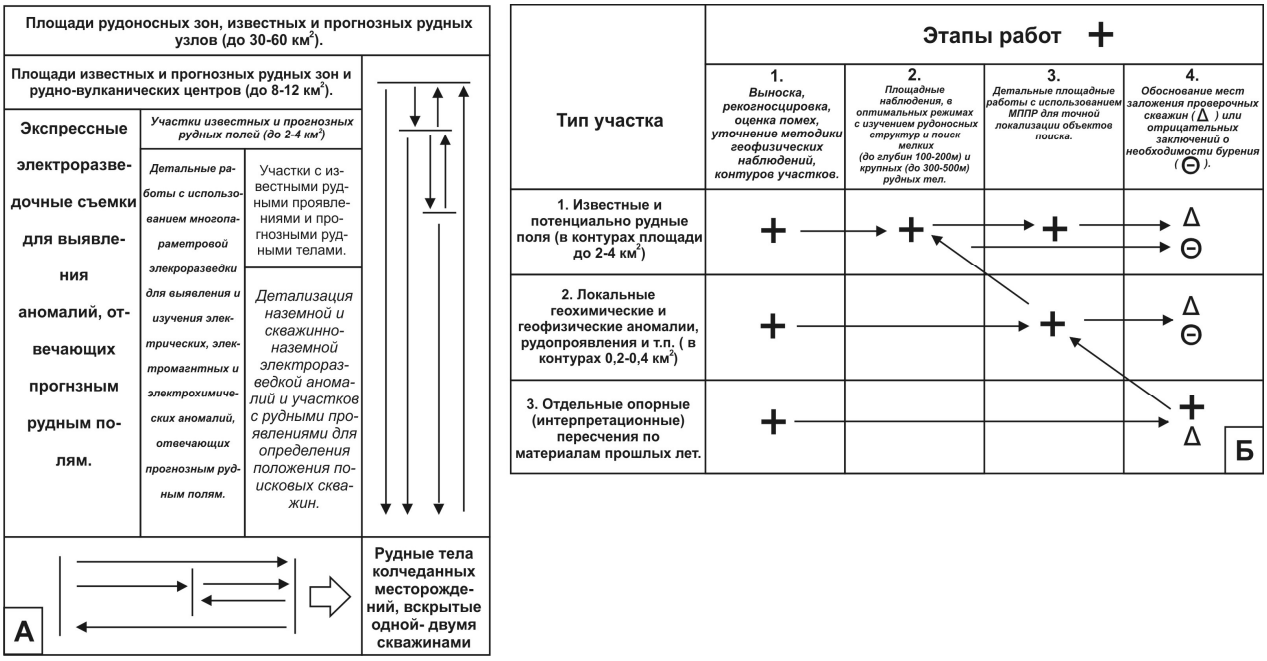


Рис. 3. Организация геофизического обеспечения поисков колчеданных месторождений на Южном Урале: А – технологическая схема оптимизации поисков колчеданных месторождений; Б – схема детальных поисков и экспрессной оценки перспективных участков с использованием модификации импульсной электроразведки (ЗМПП, ПМПП, МППР)

душечного строения; нижняя $D_1km^3_3$ – подрудная толща отличается присутствием в разрезе кремнисто-гематитовых прослоев. Оруденение и сопровождающая маломощная хлорит-серицит-кварцевая метасоматическая переработка пород имеет крутое юго-юго-восточное склонение.

Первое рудное подсечение на будущем месторождении было выявлено при проверке аномалии выявленной по данным съемок МПП (петли 400х400 м), выполненных Орской геофизической экспедицией в 1977 г. Выявленная аномалия была сопоставима или даже более выразительна, чем наблюдаемые над рудными телами Осеннего и Летнего месторождений. Заметим, что при съемках МПП с петлями 600х600 м, описываемый объект не был зафиксирован (рис. 2Б). Работы по методике КМПК (контактный метод поляризационных кривых) выявили электрохимические реакции, отвечающие объекту с прогнозными запасами полезных компонентов крупного месторождения. Дальнейшее изучение объекта находилось в сфере геологических исследований с бурением скважин по сети 200(100)х100(50) м с глубиной до 600-900 м (рис. 4А). В конечном итоге в 1998 г. при очередной переоценке запасов и прогнозных ресурсов Оренбургской области Левобережный участок отнесен в разряд непромышленных по экономическим причинам.

На данном участке в районе рудопроявления в 2001-2002 г.г. Институтом геофизики УрО РАН были выполнены комплексные геофизические исследования по уточнению геологического строения объекта и по усовершенствованию методики детальных поисков, в том числе по проверке разрешающих способностей отдельных методов в условиях района.

Была реализована разработанная в Институте геофизики схема (рис. 3Б) детальных поисков и экспрессной оценки перспективных участков с использованием импульсной электроразведки (ЗМПП, ПМПП, МППР). Особенно информативна оказалась рамочная модификация наблюдений переходных процессов внутри генераторной петли (рис. 4Д и рис. 4Е). Именно по результатам наблюдений МППР детально локализовано положение и оценены масштабы рудной залежи, определившие заложение и бурение скважин №1 и 2, и перевод рудопроявления в разряд месторождения (Кузнецов, 2006).

Ранее на всей территории района Орской геофизической экспедицией выполнены гравиметрические съемки м-ба 1:25000 (сеть 250х50 м).

По этим данным участок месторождения расположен в субширотной зоне повышенных градиентов поля силы тяжести, совпадающей с наблюдаемой на участке ориентировкой рассланцевания пород.

По результатам последних высокоточных детальных (20х40 м) наблюдений выполненных Институтом геофизики отмечается характерная в миниатюре для многих участков известных рудных полей картина распределения гравитационного поля (рис. 4Б). На фоне пересечения разнонаправленных выраженных высокоградиентных зон отмечается относительное понижение поля силы тяжести, в центре которого расположена локальная аномалия, отвечающая рудной залежи. Интенсивность аномалии согласуется с избыточными массами выявленного рудного объекта.

По данным магнитометрии м-ба 1:10000-1:25000 рассматриваемый участок расположен в зоне кольцевых распределений аномалий, фиксирующих разрезы с магнитными кремнисто-гематитовыми прослоями, относимыми на месторождении к подрудной толще $D_1km^2_3$ (рис. 2Б). При детальных съемках (сеть 10х20 м) на участке месторождения разрезы с кремнисто-гематитовыми прослоями отчетливо проявляются в магнитном поле (рис. 4В). Наблюдается так же локальная аномалия со стороны кровли рудной залежи. Эта аномалия вероятнее всего связана с намагничением пород в зоне гипергенеза. Она пространственно согласуется с положительным эпицентром аномалии по методу естественного поля (ЕП, сеть 40х40 м). Совмещение дипольного аномального распределения полей ЕП (рис. 4Г) с гравимет-

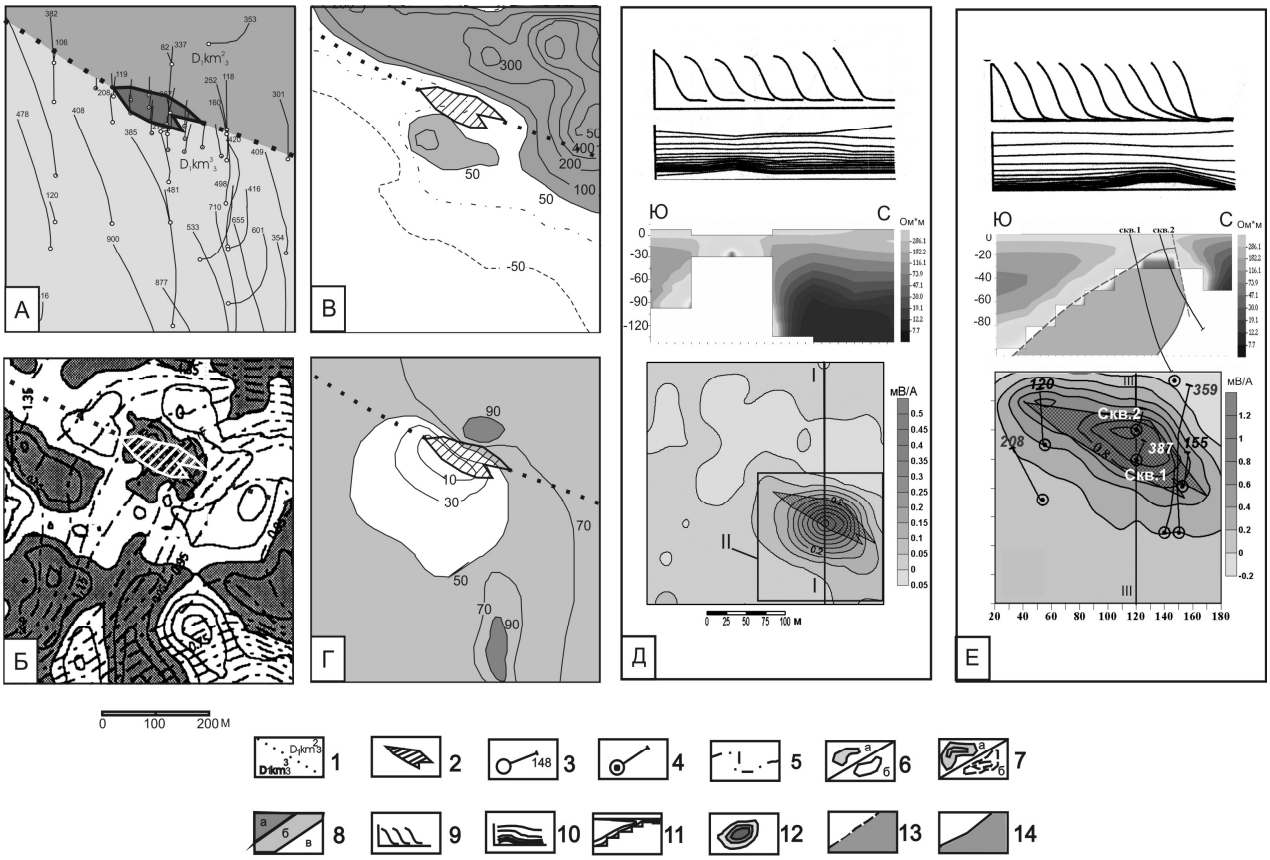


Рис. 4. Результаты геофизических исследований участка рудного поля Левобережного месторождения: А – схема геологического строения и положения скважин (по материалам ОАО «Гайский ГОК»); Б – план остаточных аномалий силы тяжести; В – план изолиний магнитного поля; Г – план изолиний естественного электрического поля; Д – результаты детализации (МППР) автономным датчиком в генераторной петле 400х400 м; Е – в петле 200х200 м.
1 – надрудная $D_1km^2_3$ и подрудная $D_1km^3_3$ толща; 2 – контуры выхода рудного тела на эрозионный срез по данным разведки; 3 – проекции скважин с отметками глубин, пробуренные в 1978-1990 гг.; 4 – скважины, пробуренные при проверке аномалии в 2001 г. (скв. 1 и 2, рис. Е) и при разведке месторождения в прошлые годы; 5 – изолинии региональной составляющей поля силы тяжести (рис. 3Б); 6 – изолинии остаточных аномалий (рис. Б) относительно повышенного (а) и пониженного (б) поля; 7 – изодинамы магнитного поля (рис. В) с выделением относительно повышенных (а) и пониженных (б) значений; 8 – изолинии естественного поля (рис. Г) с выделением повышенных (а), фоновых (б), и пониженных (в) значений; 9 – переходные характеристики спада эдс по профилям наблюдений с автономным датчиком; 10 – годографы значений переходного поля; 11 – схематические геоэлектрические разрезы; 12 – планы значений переходных характеристик на задержках 3 мс; 13 – граница рудного тела по данным МПП; 14 – то же подтвержденные по данным бурения скважин № 1 и № 2

рической аномалией (рис. 4Б) в сочетании с локальным понижением электрических сопротивлений (по данным МППР, рис. 4Д, 4Е) трудно объяснить за счет нерудных вариантов в условиях изучаемой площади. Важным является то, что рассмотренные аномалии и их сочетания в силу малых размеров отмечаются лишь на уровне съемок м-ба 1:2000-1:5000 и не фиксируются съемками м-ба 1:10000-1:25000, и это – принципиальный момент, который обязателен при точном задании проверочных скважин.

Обсуждение результатов и выводы

Мелкое по принятой шкале оценок Левобережное месторождение вероятнее всего последнее на сегодняшний день из вы-

деленных на Урале объектов для промышленной отработки (Кузнецов, 2006) карьерным способом. Этот факт заслуживает с учетом всего ранее изложенного определенных выводов, которые приводятся ниже.

На Урале известны десятки (более 60) разведанных месторождений. Одно уникальное, 6-9 крупных, десятки мелких и средних, первые сотни (300-500) рудопроявлений, многие сотни точек обогащенной минерализации, геофизических и геохимических аномалий.

Основная часть перечисленных объектов в силу особенностей строения и географической приуроченности, включая степень изученности, расположена на Южном Урале. Очевидна, подтвержденная практикой, стратегия организации геологоразведочного процесса для наращивания запасов руд в регионе на основе работ обеспечивающих перевод объектов из низкого ранга в высокий. Это происходит при прогнозировании, поисках и разведке колчеданных месторождений и главная задача в сложившейся ситуации – повысить эффективность отмеченного процесса.

В нем выделяются геологические, геохимические и геофизические методы решения поставленных задач. Наиболее трудоемки геологические и буровые работы, далее следуют геохимические исследования, и наименее трудоемки – методы геофизики. Геологические и геохимические методы неразрывно связаны с буровыми работами и определяют результаты прогнозирования и разведки месторождений. При поисках же колчеданных месторождений геофизические методы – ведущие, в силу физико-геологических предпосылок и это подтверждено всей историей открытия месторождений. (Первооткрыватели…, 2002; Виноградов, 2004), и еще раз показано на примере вновь открытого Левобережного месторождения.

В заключение статьи хотелось бы с учетом происходящей в настоящее время (Михайлов, 2006) реанимации поисковой службы обратить внимание на нижеследующее:

1) оптимизация поисков колчеданных месторождений на Урале и в провинциях сходного строения должна исходить из объективно существующих физико-геологических предпосылок, определяющих приоритет геофизики при минимально возможных затратах на буровые работы;

2) заверка геофизических аномалий должна осуществляться единичными скважинами, положение и глубины которых определяются детальными геофизическими съемками м-ба 1:2000-1:5000, а каждая последующая скважина на аномалии задается с учетом результатов работ (включая ГИС) на предыдущей;

3) выявление мелких, в том числе неглубокозалегающих месторождений (рудных тел) еще только начинается. Их экспрессное вовлечение в карьерную отработку приносит вероятнее всего экологический ущерб несравнимо больший прибылей частных компаний, отрабатывающих объекты;

4) выявление крупных месторождений на глубинах до 300-500 м является главной стратегически, экологически и экономически оправданной наукоемкой задачей. Её успешное решение предопределено высоким уровнем предыдущей изученности рудных районов Уральского региона, созданными технологиями прогнозирования и поисков, прогрессом аппаратурно-методической обеспеченности геофизических исследований. Для решения этой задачи целесообразно формирование и реализация специализированных наукоемких программ.

Литература

Великин А.Б. и др. Измерительно-информационная система импульсной электроразведки // Геофизическая аппаратура. 1996. Вып. 100. С. 38-50.

Виноградов А.М. Роль геофизических исследований при проведении геолого-съемочных работ на Южном Урале // Разведка и охрана недр. 1996. № 12. С. 34-38.

Виноградов А.М. Комплексные геофизические исследования в помощь геологическому картированию и прогнозированию м-ба 1:50000-1:200000 в восточной части Орен-

бургской области // Геофизические исследования при геологическом картировании. Алма-Ата: КазВИРГ, 1968. С. 37-45.

Виноградов А.М., Прозоров В.И., Виноградова В.Н. Геофизические исследования м-ба 1:50000-1:200000 с целью металлогенического прогнозирования в восточной части Оренбуржья // Геофизические методы при крупномасштабном прогнозировании сульфидных месторождений. Л.: Недра, 1970. С.17-24.

Виноградов А.М. Геофизическое обеспечение геологического и экологического картирования Южного Урала (на примере Оренбургского пересечения) // Изв. ВУЗов. Горный журнал. 1998. С. 58-63.

Виноградов А.М. Геополя и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 184 с.

Кузнецов С.И. Итоги геологического поиска и разведочных работ Гайского ГОКа в 2006 г. // Новые методы геологического изучения, добычи и переработки руд цветных и благородных металлов. Челябинск: Цицеро, 2006. С. 182-187.

Меньшиков Ю.П., Никишева Г.Н., Щебухова С.В. Сейсмические исследования в рудных районах Оренбуржья // Физические поля на медноколчеданных и железорудных месторождениях Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 20-25.

Михайлов Б.К. Об основных итогах геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые в 2005 г. и планах на 2006 г. // Разведка и охрана недр. 2006. № 1. С. 3-10.

Первооткрыватели отечественных месторождений. Отечественная геология. № 5-6. 2002, С. 63-92.

Попов В.В., Сафонов Ю.Г. Проблемы развития и эффективного использования минерально-сырьевой базы России. М.: 2003. 202 с.

Потапенко Б.П. Минерально-сырьевая база – твердые полезные ископаемые Оренбургской области и перспективы ее развития // Отечественная геология. 1996. № 6. С. 12-17.

Прокин В.А., Нечеухин В.М., Сопко П.Ф. Медноколчеданные месторождения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.

УДК 550.361; 551.583.2

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СКВАЖИНЕ KUN-1 (О. КУНАШИР). ЧАСТЬ II: ОБОБЩЕННАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ГЕОТЕРМИЧЕСКИМ И ДРЕВЕСНО-КОЛЬЦЕВЫМ ДАННЫМ

Демежко Д.Ю. **–** Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
Соломина О.Н. **–** Институт географии РАН, Москва

Аннотация. Проанализированы скважинные температурные и древесно-кольцевые данные на о. Кунашир с целью реконструкции вариаций температуры земной поверхности за последние 400 лет. Геотермическая реконструкция выявила холодный период (1600 – вторая половина 19 века) со средней температурой около 3 ºС, совпадающий с малым ледниковым периодом. Последовавшее затем потепление привело к повышению средней температуры до 6 ºС во второй половине 20 века. Древесно-кольцевые хронологии содержат вариации индексов прироста длительностью от года до нескольких десятилетий с преобладанием 30-50 летних, но, в отличие от геотермических, не выявили сколь-нибудь значимых вековых трендов. Предложен метод интеграции двух палеоклиматических свидетельств. Обобщенная кривая содержит как вековые температурные вариации, так и колебания длительностью в несколько десятилетий. Максимумы температуры поверхности (1600, 1638, 1677, 1722, 1770, 1801, 1827, 1850, 1884, 1925 гг., 1954-1973 гг и начиная с 2001 г.) совпадают с «холодной» фазой десятилетней тихоокеанской осцилляции (PDO).

Скважинные температуры, температурная история земной поверхности, древесно-кольцевые данные, обобщенная палеоклиматическая реконструкция, о.Кунашир.

COMPLEX GEOTHERMAL INVESTIGATIONS IN THE BOREHOLE KUN-1 (KUNASHIR ISLAND). PART II: INTEGRATED RECONSTRUCTION OF GROUND SURFACE TEMPERATURE CHANGES INFERRED FROM GEOTHERMAL AND TREE-RING DATA

Demezhko D.Yu. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg
Solomina O.N. – Institute of Geography RAS, Moscow

Abstract. Borehole temperatures and oak's tree-ring data in Kunashir were analyzed in order to reconstruct ground surface temperature variations in the last four centuries. Borehole reconstruction reveals a cold period with mean annual temperature equal to 3˚C from AD1600 to the second half of 19th century, which coincides with the Little Ice Age. The subsequent warming resulted in the increase of mean annual temperature up to more than 6˚C by the end of 20th century. Tree-ring chronology shows a strong annual and multidecadal variability with the predominance of periods 30-50 years long. Unlike the borehole reconstruction tree-ring chronology does not demonstrate any century-long trends. However both reconstructions reproduce the cooling in 1970s-early 1990s. The method of integration of the two paleoclimatic proxies is proposed. The integrated curve of surface temperature retains both centennial and multidecadal temperature variations, and the amplitudes of these variations are commensurable. According to our reconstruction the peaks of surface temperature in Kunashir were centered near 1600, 1638, 1677, 1722, 1770, 1801, 1827, 1850, 1884, 1925, during 1954-1973 and since the year 2001, and they broadly correspond to the "cool" PDO (Pacific Decadal Oscillation) phases.

Borehole temperatures, ground surface temperature history, tree-rings data, integrated paleoclimate reconstruction, Kunashir Island.

Введение

В первой части настоящего исследования (Демежко и др., 2009) было показано, что в распределении температур по скважине Kun-1 существенную роль играют палеоклиматические изменения температуры земной поверхности. Реконструкция температурной истории земной поверхности по данным термометрии скважин становится одной из главных задач современной геотермии (Bodri and Cermak, 2007). В то же время остается нерешенной проблема интеграции геотермических реконструкций в «большую» палеоклиматологию.

Эффективным способом преодоления этой проблемы является создание алгоритмов получения обобщенных реконструкций, объединяющих различные палеоклиматические источники.

Алгоритмы объединения призваны сохранить преимущества каждого источника и подавить шумы неклиматической природы. Особенно часто объединяют т.н. косвенные (proxy) источники – споро-пыльцевые, древесно-кольцевые, данные об изотопном составе кислорода в ледовых и океанических кернах и др. (Mann et al., 1998; Crowley and Lowery, 2000; Briffa et al., 2001; Moberg et al., 2005). Косвенные источники, как правило, хорошо датированы и обладают высокой чувствительностью к короткопериодным климатическим изменениям. В то же время они нередко содержат не зависящие от климатических изменений тренды (например, связанные с оседанием илов, растеканием ледника, биологическим старением дерева). При учете этих трендов, весьма приблизительно описываемых моделями, зачастую теряется и низкочастотный климатический сигнал (Изменчивость климата…, 1995). Для оценки характеристик палеоклимата по ряду косвенных параметров необходимо произвести калибровку, то есть установить корреляционные соотношения между измеряемыми величинами и какой-либо из характеристик современного климата. При этом предполагается, что в прошлом эти соотношения были такими же, как и в настоящем.

Реконструкция температуры земной поверхности по геотермическим данным, в отличие от косвенных свидетельств палеоклимата, не требует калибровки, поэтому геотермический источник палеоклимата называют «прямым» (Bodri and Cermak, 2007). Однако геотермическому методу присущи другие недостатки, от которых в большинстве своем свободны косвенные климатические индикаторы. В первую очередь это плохая временная привязка реконструированных событий, зависящая от эффективной температуропроводности пород (параметра, значение которого, как правило, известно лишь приблизительно). Другим недостатком (или особенностью метода) является неравномерное временное разрешение, которое к тому же ухудшается по мере удаления в прошлое. В (Демежко, 2001) для оценки разрешающей способности метода было предложено использовать параметр «относительная продолжительность климатического эпизода» $h=(t_s-t_f)/t_s$, где t_s и t_f – время, прошедшее соответственно от начала и окончания климатического эпизода до момента измерений. В геотемпературном поле разделяются лишь те эпизоды, для которых η ³ 0,5. Поэтому для геотермических реконструкций естественной является логарифмическая временная шкала, отсчитываемая от даты каротажа, а не календарные годы. В работе (Clow, 1992) минимально разрешаемый временной интервал формулируется как интервал, в пределах которого происходит осреднение реальной температурной истории при ее реконструкции.

Таким образом, геотермические и косвенные данные в смысле палеоклиматической информативности взаимно дополняют друг друга. Проблема состоит в разработке наиболее эффективных и физически обоснованных алгоритмов объединения. Существующие немногочисленные примеры объединения косвенных и геотермических данных (Cuffey et al., 1995; Salamatin, 2001; Huang and Pollack, 2001) представляют, по сути, калибровку первых по вторым. В первых двух цитируемых работах рассматривались ряды соотношений тяжелого и легкого изотопов кислорода в ледовых кернах Гренландии и Антарктиды, в третьей – дендрохронологии. Исходный неоткалиброванный ряд косвенных данных с неизвестным пересчетным коэффициентом использовался в качестве вынуждающей функции (forcing function) изменения температуры земной поверхности, в соответствии с которой рассчитывалась температурная аномалия на различных глубинах. Значение пересчетного коэффициента подбиралось таким образом, чтобы рассчитанная аномалия наилучшим образом в заданной метрике соответствовала измеренной. Главное достоинство этого подхода – про-

стота: при его реализации нет необходимости реконструировать температурную историю земной поверхности по скважинной термограмме, поэтому он свободен от неоднозначностей, связанных с решением обратной задачи геотермии. Обобщенная климатическая кривая представляет собой ту же самую исходную, но уже в температурной шкале. Отметим, что при калибровке по геотермическим данным обычно получают более высокие амплитуды температурных колебаний, чем при традиционной калибровке – по метеорологическим данным. На этом достоинства подхода заканчиваются. К его недостаткам можно отнести следующие: во-первых, калибруются все гармоники исходного ряда, в том числе короткопериодные, чей тепловой след в современном температурном поле давно исчез. Следовательно, данные геотермии не могут на них распространяться. Во-вторых, преобразование климатического сигнала в его косвенное свидетельство сопровождается подавлением низких частот. Если длиннопериодная компонента в исходном ряде отсутствует, она не появится и в откалиброванном. Таким образом, большая часть полезной информации, содержащейся в геотермических данных, остается невостребованной, а оставшаяся – используется не по назначению.

В настоящей статье обсуждаются методика объединения древесно-кольцевых и геотермических данных, отличная от традиционного подхода, и полученная с ее помощью реконструкция долговременных (от десятилетних до столетних) изменений температуры земной поверхности на о. Кунашир. В кратком изложении методика опубликована в (Демежко, Соломина, 2009).

Геотермическая реконструкция

Температурная аномалия по скважине Kun-1 с поправками, учитывающими влияния гидрогеологии и рельефа, приведена на рис. 1 (кружки). Для оценки температурной истории земной поверхности применялся инверсионный алгоритм, (Demezhko, Shchapov, 2001; Демежко, 2001), базирующийся на аппроксимации неизвестной температурной истории земной поверхности ступенчатой функцией с постоянной температурой в пределах каждого временного интервала, расчете соответствующей температурной аномалии и минимизации суммы квадратов отклонений измеренных температур от теоретических. Устойчивость решения в этом алгоритме обеспечивается прогрессивно увеличивающейся по мере удаления в прошлое длительностью временных интервалов (иными словами, ин-

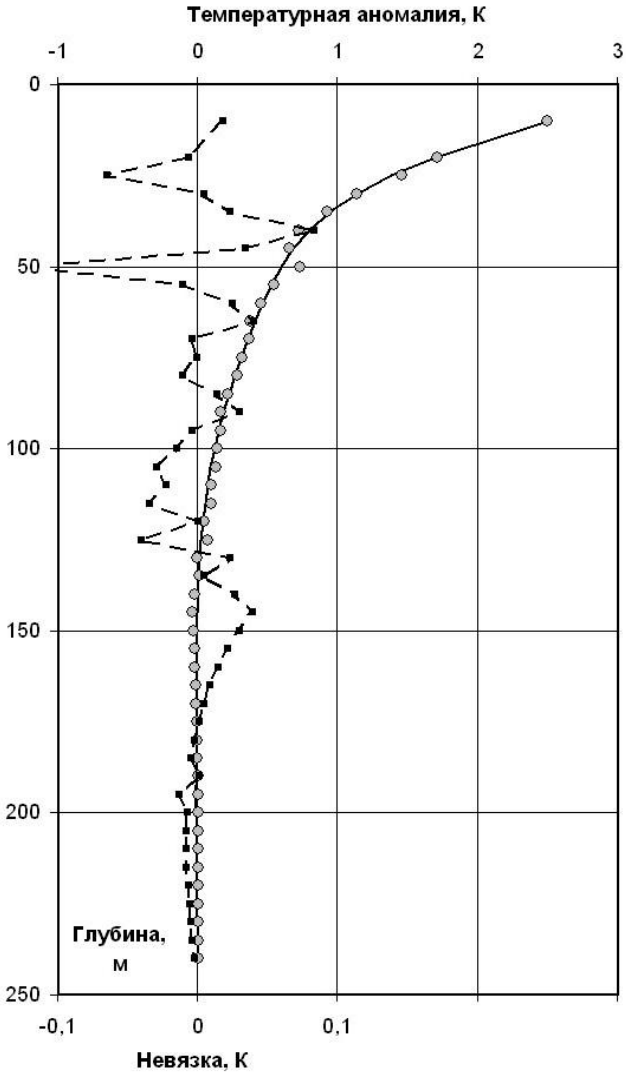


Рис. 1. Температурная аномалия по скважине Kun-1, обусловленная влиянием палеоклимата (с введенными поправками, учитывающими влияния рельефа, гидрогеологии и сезонных изменений температуры поверхности) – кружки. Результаты подбора температурной аномалии (при 15 скачках температурной истории) – сплошная линия. Невязка (разность между подобранными и измеренными температурами) – пунктир

тервалов осреднения палеотемператур). Последовательно изменяя температуры земной поверхности в пределах каждого интервала, подбиралась серия эквивалентных температурных историй, которые при минимальном количестве временных интервалов позволяют эффективно (т.е. с минимальной погрешностью) объяснить измеренную термограмму. Один из вариантов подбора (при 15 скачках температурной истории) обозначен сплошной линией на рис. 1. Соответствующая этому варианту невязка (разность между подобранными и измеренными значениями температуры) приведена пунктиром. По семейству эквивалентных температурных историй оценивалась наиболее вероятная (средняя) история и степень неопределенности решения (рис. 2). Временна́я шкала полученной истории определяется коэффициентом температуропроводности туфов, значение которого (a=(0,63±0,1)·10^{-6} м^2/с) в нашем случае было определено для верхнего слоя пород (0,4 м) по характеру затухания и сдвигу фазы суточных колебаний температуры. Впрочем, оно оказалось близко к лабораторной оценке температуропроводности раздробленных туфов – (0,50-0,66)·10^{-6} м^2/с (Ryder et al., 1996).

Реконструированная кривая обнаруживает достаточно высокую амплитуду низкочастотных колебаний температуры земной поверхности. Наиболее холодные климатические условия (~3 ºС) просуществовали на острове с 17-го до конца 19-го века. Этот интервал хорошо соотносится с известным в Европе малым ледниковым периодом. Потепление, начавшееся во второй половине 19 века, к настоящему времени увеличило среднюю температуру поверхности на 3,6 ºС. Лишь в период 1960 – 1984 гг. тенденция потепления сменилась похолоданием, максимальная амплитуда которого достигла 1,5 ºС, после чего потепление продолжилось. Реконструированная нами температурная история подтверждает многочисленные свидетельства существования малого ледникового периода в восточной Азии, правда, в основном, относящиеся к ее континентальной части. Ближайшая к острову Кунашир геотермическая реконструкция была получена в

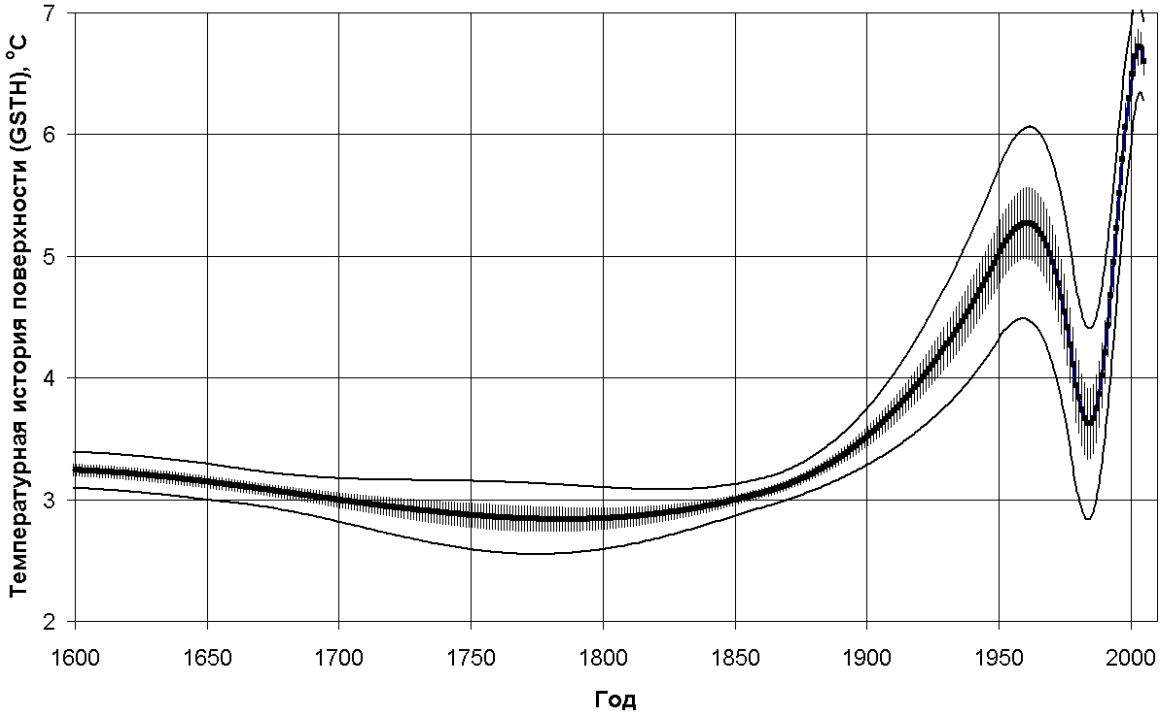


Рис. 2. Геотермическая реконструкция температурной истории земной поверхности по термограмме скважины Kun-1 (a=0,63·10^{-6} м^2/с): центральная жирная кривая – наиболее вероятная история; ограничивающие кривые – ± одно стандартное отклонение температуры, оцененное по семейству 7 эквивалентных историй; вертикальные линии – ± погрешность оценки среднего

центральной Японии, в районе оз. Бива (Goto et al., 2003); она также фиксирует малый ледниковый период, достигший кульминации к 1700 г., и последующее потепление, амплитуда которого достигает 5 ºС.

Древесно-кольцевые данные и хронология

В нашем исследовании использованы данные и хронологии, ранее опубликованные в (Jacoby et al., 2004). Участок сбора образцов древесины дуба (Quercus crispula) для дендроклиматического анализа располагался на о. Кунашир в 37 км к юго-западу от поселка Южно-Курильск на расстоянии 1 км от тихоокеанского побережья (43º53´ с.ш., 145º36´ в.д), в местности, известной как «Брянский лес».

В июле 2001 г. были отобраны образцы (керны) древесины от 34 деревьев. В обобщенную 400-летнюю хронологию вошли данные по 30 кернам от 20 деревьев. Тестирование данных на точность временной привязки (перекрестное датирование годичных колец) проводилось по программе COFECHA (Holmes, 1983), индексы прироста (рис. 3) рассчитаны с помощью алгоритма ARSTAN (Cook, 1985; Cook and Kairiukstis, 1990). Применение алгоритма ARSTAN позволяет сохранить внутривековую изменчивость, но уничтожает большую часть низкочастотных колебаний, присутствующих в исходных данных. Неудивительно поэтому, что спектральный анализ этой кривой, показал отсутствие гармоник с периодами более 50 лет и сколь-нибудь значимых трендов (Jacoby et al., 2004). На первый взгляд, геотермическая реконструкция и древесно-кольцевая хронология имеют мало общего; единственное совпадение – минимум между 1970 и 2000 гг., проявившийся на обеих кривых.

Обобщенная реконструкция

Объединение геотермических и древесно-кольцевых данных основано на предположении, что в ряду метеорологических факторов, определяющих годовой прирост древесины, существенную роль играет среднегодовая температура почвы, следовательно, индексы прироста могут быть откалиброваны с помощью геотермической реконструкции температурной истории земной поверхности. Влияние температур почвы на радиальный прирост лиственницы и сосны, в частности, отмечалось в Якутии (Николаев, 2005). Корректная калибровка требует приведения обеих кривых к общему виду. Для этого из ис-

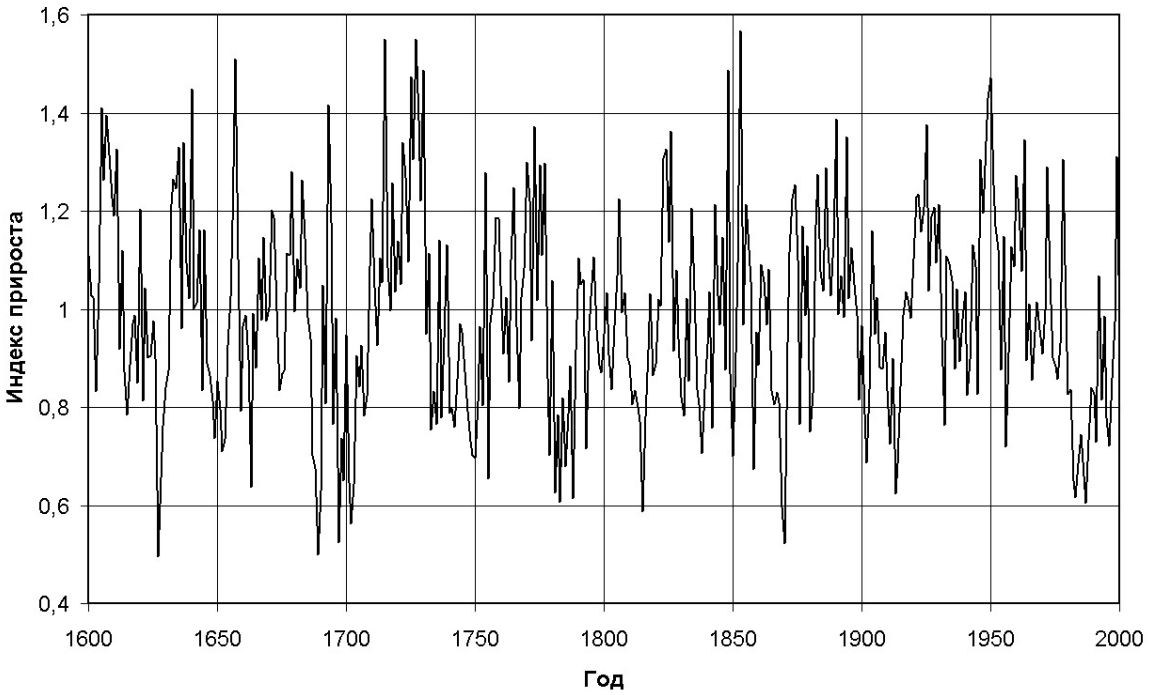


Рис. 3. Древесно-кольцевая Arstan–хронология по дубу (участок «Брянский лес») (Jacoby et al., 2004)

ходной кривой индексов прироста необходимо удалить высокочастотные компоненты, чей тепловой след уже исчез в современном температурном поле. Так как геотермическая кривая изначально подбиралась в прогрессивно увеличивающихся временных интервалах, достаточно сгладить кривую индексов в скользящих окнах переменной ширины:

$$I_V(t) = \sum_{t^*=t-[(t_c-t)/3]}^{t^*=t+[(t_c-t)/3]} I_0(t^*) \Bigg/ \left[\frac{2}{3}(t_c - t)\right], \qquad (1)$$

где t, t^* – календарный год, t_c – год проведения термокаротажа, [·] – оператор округления до ближайшего целого.

На сглаженной таким способом кривой (рис. 4, кривая 1) уверенно выделяется единственный минимум во второй половине 20 века, примерно соответствующий геотермическому. Максимальное совпадение двух кривых происходит, если принять значение эффективной температуропроводности пород равным $0{,}7 \cdot 10^{-6}$ м^2/с (вместо изначальных $0{,}63 \cdot 10^{-6}$ м^2/с) и соответственно перестроить временную шкалу геотермической реконструкции (рис. 5).

Величина пересчетного коэффициента k_1 [^{0}С/индекс] определяется из уравнения линейной регрессии: $T_S = k_1 I_V + k_2$. Она существенно зависит от выбора временного интервала, на котором производится калибровка (рис. 5, табл. 1). Величина коэффициента аппроксимации R^2 закономерно увеличивается при сужении интервала калибровки.

Полученные закономерности можно распространить в прошлое, но лишь на те же гармоники древесно-кольцевой хронологии, которые были откалиброваны. Для этого проводилось осреднение исходной кривой I_0, но уже в скользящем окне постоянной ширины. Ширина окна (15 лет) была подобрана так, чтобы в интервале калибровки две кривые – сглаженная окном переменной (I_V) и постоянной (I_c) ширины – были максимально близки (рис. 4). Разность $I_C(t)$-$I_V(t)$ характеризует дополнительную палеоклиматическую информацию, отсутствующую в геотермической реконструкции. Геотермические и древесно-кольцевых данные объединялись в соответствии с очевидным соотношением:

$$T_S^{\Sigma}(t) = T_S(t) + k_1(I_C(t) - I_V(t)), \qquad (2)$$

Обобщенная кривая изменения температуры земной поверхности (рис. 6) сохраняет как вековые температурные тренды, так и вариации, длительностью в несколько десятилетий. Амплитуды последних меняются от 1 до 3-3,5 ^{0}С и сопоставимы с амплитудой вековых изменений. Для срав-

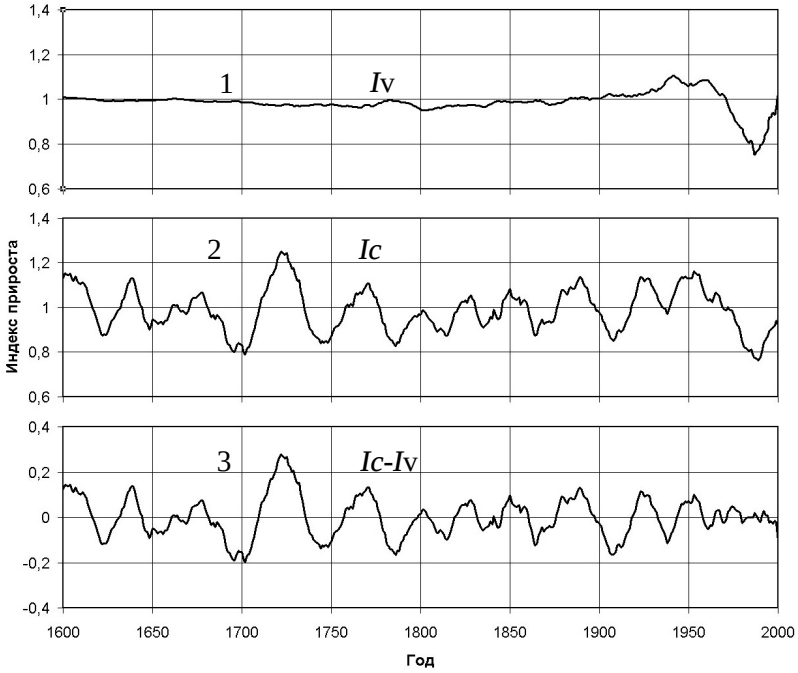


Рис. 4. Хронологии, полученные в результате сглаживания кривой, представленной на рис. 3:
1 – после сглаживания в окне переменной ширины (согласно зависимости 1); 2 – после сглаживания 15-летним окном, 3 – разность двух кривых

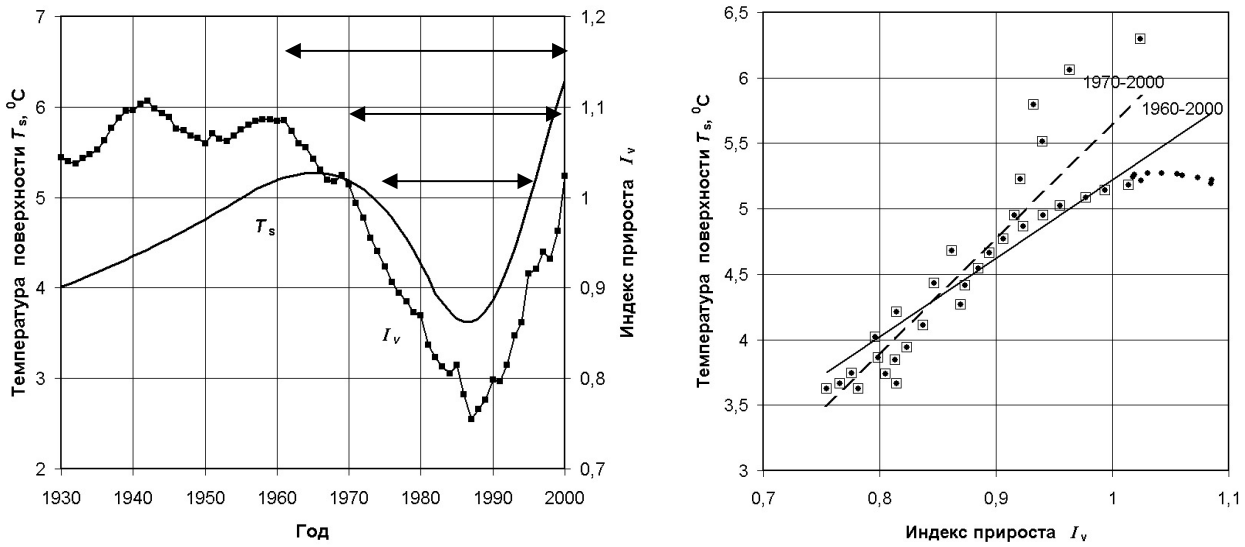


Рис. 5. Калибровка древесно-кольцевой хронологии по геотермическим данным. Выбор интервала калибровки (левый рисунок) и линейные регрессионные зависимости (правый рисунок): точки и сплошная линия – 1960-2000 гг., квадраты и штриховая линия – 1970-2000 гг.

нения: ранее при калибровке древесно-кольцевых хронологий по метеоданным (средним значениям максимальных суточных температур воздуха за четыре месяца – с июня по сентябрь – Jacoby et al., 2004) были получены в 2-2,5 раза более низкие значения амплитуд колебаний с периодом в несколько десятилетий.

Таблица 1. Результаты подбора линейной регрессионной зависимости между геотермическими и древесно-кольцевыми данными

временной интервал	k_1	k_2	R^2
1960 – 2000 гг.	5,98	-0,76	0,73
1970 – 2000 гг.	8,84	-3,19	0,83

Обсуждение и выводы

Прибрежные районы северо-западной части Тихого океана довольно бедны палеоклиматическими свидетельствами. Климат этих районов формируется во многом благодаря океану – его атмосферной циркуляции и течениям. Механизмы формирования морского климата существенно отличаются от континентальных.

В климатической изменчивости Тихого океана ключевую роль играет т.н. десятилетняя осцилляция (Pacific Decadal Oscillation – PDO), определяющая пространственное и сезонное перераспределение температур воздуха, поверхностных вод и осадков. Присутствующие в древесно-кольцевой хронологии гармоники с периодами 40-50 и 5,5 лет, вероятно, напрямую связаны с этим явлением, в чьем спектре наиболее заметно представлены колебания с периодами 33-50 и 5,3-6,1 лет (Jacoby et al., 2004). Осцилляции с периодом в несколько десятилетий реконструировались по древесно-кольцевым данным на тихоокеанском побережье в Калифорнии (Biondi, 2001). В меньшей степени они выражены во внутренних районах Хоккайдо и Камчатки (данные – D'Arrigo et al., 1997; Gostev et al, 1996; анализ – Jacoby et al., 2004).

Помимо регионального влияния, длиннопериодная компонента реконструированной кривой демонстрирует изменения, весьма близкие к тем, что происходили в других частях света, например, в Европе, включая малый ледниковый период и потепление, начавшееся во второй половине 19 века. Присутствие этих эпизодов климатической истории на северо-западе Тихого океана подтверждается геотермическими данными (Goto et al., 2003; Cermak et. al., 2006), реконструкциями, выполненными

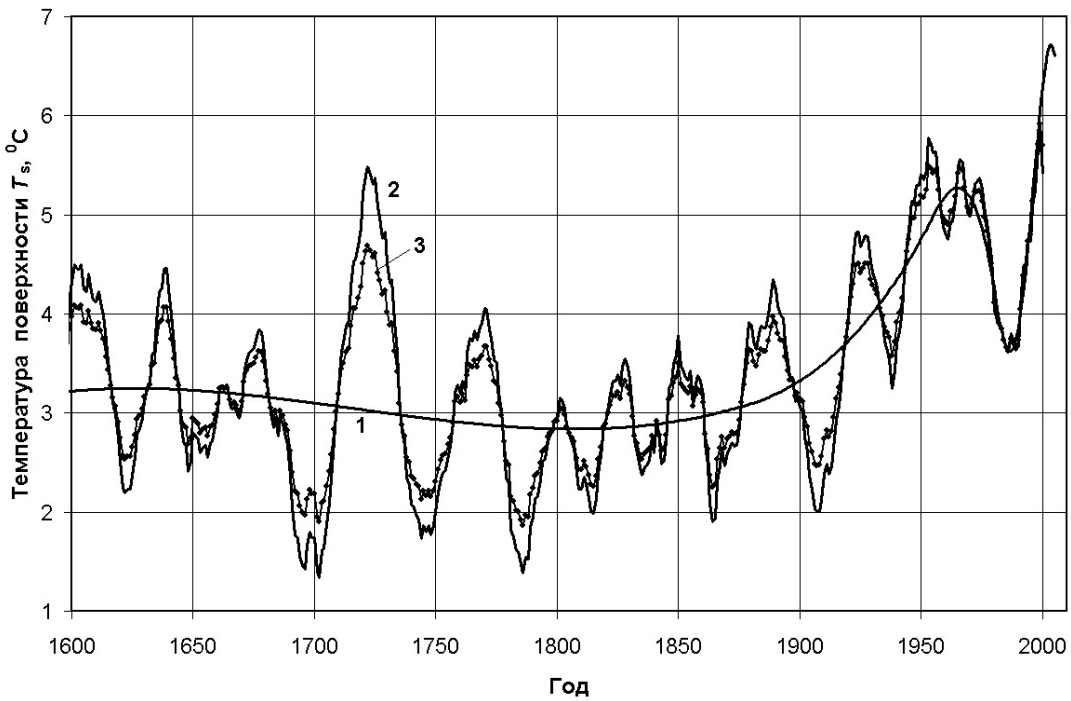


Рис. 6. Обобщенная реконструкция изменения температуры земной поверхности на о. Кунашир за последние 400 лет по геотермическим и древесно-кольцевым данным: 1 – геотермическая реконструкция (при a=0,7·10^{-6} м^2/с); 2, 3 – обобщенные реконструкции для различных значений пересчетного коэффициента (k_1=8,84 – кривая 2, k_1=5,98 – кривая 3)

по данным об изменениях изотопа ^{13}C в древесине японского кедра (Kitagawa and Matsumoto, 1995), анализом диатомовых водорослей и интенсивности эоловой аккумуляции (Razjigaeva et al., 2002; Razjigaeva et al., 2004).

Одновременное проявление в обобщенной реконструкции региональной и глобальной компонент изменчивости и высокие амплитуды реконструированных температур земной поверхности требуют, тем не менее, дополнительного обсуждения и обоснования. При этом необходимо учесть, что температура земной поверхности формируется при участии большего числа климатических факторов, нежели температура приземного воздуха. Температура земной поверхности определяется температурой воздуха, снежным покровом, осадками, инфильтрацией, испарением и вовлечением в биологические процессы дождевой воды, характером растительности. Соотношение и роль этих факторов меняются в зависимости от географического положения и временных масштабов климатических изменений. Для короткопериодных вариаций (от первых лет – до десятилетий) в северных и умеренных широтах связь между изменениями температур воздуха и земной поверхности далеко не всегда однозначна (Majorowicz and Scinner, 1997; Majorowicz and Safanda, 2005), но уже столетние тренды, как правило, демонстрируют их полную идентичность (Gonzales-Rouco et al., 2003).

Таблица 2. Коэффициенты линейной корреляции различных метеопараметров (Немуро, Хоккайдо) с индексами тихоокеанской осцилляции (PDO) за период 1912-2001 гг.

Метеопараметр	*R*
Сумма зимних осадков (декабрь–март)	-0,68
Сумма летних осадков (июнь-сентябрь)	0,06
Годовая сумма осадков	-0,58
Среднегодовая температура воздуха	0,30
Средняя температура воздуха (июнь-сентябрь)	0,35

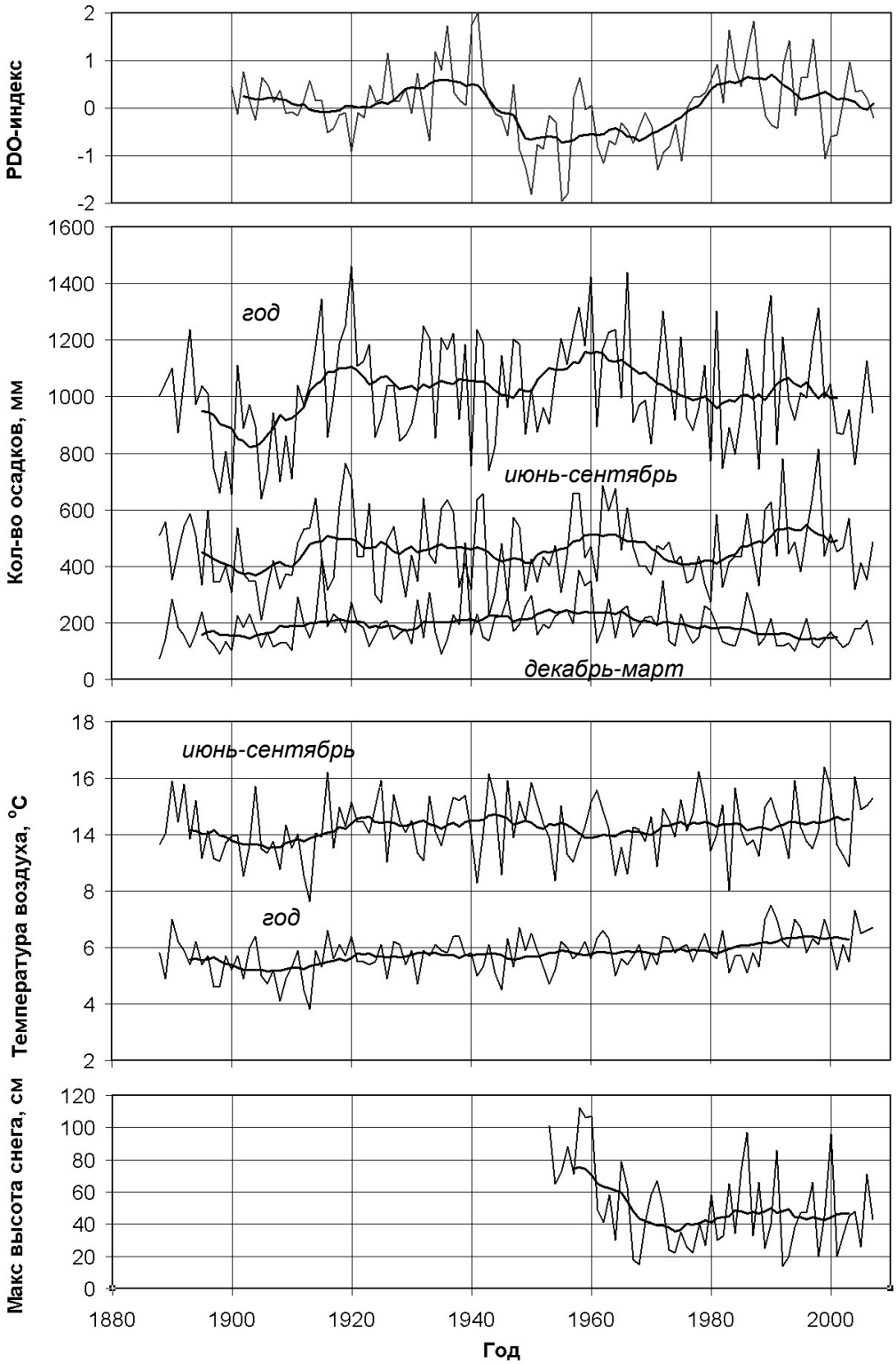


Рис. 7. Изменение среднегодовых значений тихоокеанской десятилетней осцилляции (PDO-индекс) и метеопараметров, зарегистрированных на метеостанции г. Немуро (о. Хоккайдо): жирные линии – результат сглаживания в 15-летнем окне; кривые построены по данным метеоролдогического агенства Японии и Вашингтонского института изучения атмосферы и океана

Мы провели предварительный анализ влияния тихоокеанской десятилетней осцилляции на изменчивость элементов современного климата в регионе, основыва-

ясь на данных метеостанции г. Немуро, расположенной на острове Хоккайдо, в 80 км южнее пос. Южно-Курильск и в 60 км южнее участка «Брянский лес».

В отличие от более коротких и неполных рядов метеоданных Южно-Курильска (с 1947 г), данные г. Немуро, представленные на сайте метеорологического агенства Японии (http://www.jma.go.jp/jma/indexe.html), начинаются с 1880 г. (рис. 7). Данные об изменениях индекса тихоокеанской десятилетней осцилляции приведены на сайте Вашингтонского Объединенного института изучения атмосферы и океана (http://jisao.washington.edu/).

Линейный регрессионный анализ предварительно сглаженных 15-летним средним метеопараметров показал, что наиболее тесная связь наблюдается между индексами PDO и количеством зимних осадков (R=-0,68) – табл. 2. Таким образом, увеличение осадков происходит в «холодной» фазе PDO. Существенно более слабая, но уже положительная связь (R=0,35) наблюдается между PDO и средней температурой летних месяцев (июнь-сентябрь).

Можно предположить, что значительная амплитуда (5-50)-летних колебаний температуры почвы может быть связана с изменениями количества зимних осадков (снега) в большей степени, чем с изменениями температуры воздуха.

В (Демежко, 2001) было показано, что разность среднегодовых температур почвы и воздуха $dT_{sa}^{\max}$ зависит как от высоты снега, его плотности (теплофизических свойств), так и от среднегодового значения и годовой амплитуды температуры воздуха. К увеличению $dT_{sa}^{\max}$ приводят: увеличение высоты снега, амплитуды годовых колебаний температуры воздуха и уменьшение ее среднегодового значения и наоборот.

При отсутствии данных о тепловых свойствах снега и динамике изменения его высоты за сезон для грубой (максимальной) оценки величины изолирующего эффекта $dT_{sa}^{\max}$ можно воспользоваться выражением (Демежко, 2001):

$$dT_{sa}^{\max} = \frac{D}{p}\sqrt{1-\left(\frac{T_0}{D}\right)^2} - \frac{T_0}{2}\left(1-\frac{2}{p}\arcsin\frac{T_0}{D}\right), \quad \left|\frac{T_0}{D}\right| \le 1, \quad (3)$$

где T_0 – среднегодовая температура воздуха, $D=(T_{июля}-T_{января})/2$ – годовая амплитуда. При T_0=4,8 ºС, D=8,4 ºС (усредненные данные по метеостанции Южно-Курильска за 1947-1989 гг.) получим $dT_{sa}^{\max}$ =0,7 ºС. Учитывая, что реальный эффект может быть существенно ниже, мы вынуждены констатировать невозможность объяснения высокой амплитуды реконструированных (5–50)-летних колебаний температур почвы исключительно влиянием вариаций высоты снежного покрова.

По крайней мере два фактора – среднегодовая температура воздуха и колебания индекса PDO – позволяют объяснить более половины дисперсии реконструированной кривой изменения температуры земной поверхности за период 1912-2000 гг. (R=0,74, R^2=0,54).

Регрессионное уравнение этой зависимости: T_s=2,22T_a-0,52·PDO-6,24. Множитель при T_a, равный 2,22, означает, что, либо при калибровке древесно-кольцевой хронологии по геотермическим данным была допущена ошибка, либо, что происходило реальное усиление климатического сигнала на земной поверхности. Мы придерживаемся второй точки зрения, хотя механизмы этого усиления, безусловно, требуют дальнейшего изучения.

Исследования проведены а рамках проекта фундаментальных исследований УрО и СО РАН: «Изучение вариации геотемпературного поля по данным непрерывного высокоточного температурного мониторинга в скважинах и осадках».

Литература

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

Демежко Д.Ю, Рывкин Д.Г., Юрков А.К., Дергачев В.В., Корсунцев В.Г. Комплексные Геотермические исследования в скважине Kun-1 (о. Кунашир). Часть I: вертикальное распределение температур, тепловой поток, влияние рельефа, гидро-

геологии, распространение суточных волн // Уральский геофизический вестник. 2009. № 1. С. 18-29.

Демежко Д.Ю., Соломина О.Н. Изменения температуры земной поверхности на о. Кунашир за последние 400 лет по геотермическим и древесно-кольцевым данным // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 240-243.

Изменчивость климата Европы в историческом прошлом / А.Н. Кренке, М.М. Чернавская, Р. Браздил и др. М.: Наука, 1995. 224 с.

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

Николаев А.Н. Влияние температурных условий почвы на радиальный прирост деревьев Центральной Якутии // Мат-лы Всеросс. конф. «Природная и антропогенная динамика наземных экосистем» / Иркутск: Изд-во Иркутского политех. у-та, 2005. С. 439-441.

Biondi F., Gershunov A., Cayan D.R. North Pacific Decadal Climate Variability Since AD 1661 // Journal of Climate. 2001. V. 14. N. 1. P. 5-10. (см аннотацию с рис. в http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/pubs/biondi2001/biondi2001.html)

Bodri L. and Cermak V. Borehole climatology. A new method on how to reconstruct climate // Elsevier Science. 2007. 352 pp.

Briffa K.R., Osborn T.J., Schweingruber F.N., Harris I.C., Jones P.D., Shiyatov S.G. and Vaganov E.A. Low-frequency temperature variations from a northern tree-ring-density network // J. Geophys. Res. 2001. 106. P. 2929-2941.

Clow G. Temporal resolution of surface-temperature histories inferred from borehole temperature measurements // Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol. 1992. 98. P. 81-86.

Cook E.R., Kairiukstis L.A. Methods of Dendrochronology. // Kluwer Academic Publishing. Boston. 1990. 394 pp.

Crowely T.J. and Lowery T. How warm was the Medieval warm period? // Ambio. 2000. 29. P. 51-54.

Cuffey K.M., Clow G.D., Alley R.B., Stuiver M., Waddington E.D., Saltus R.W. Large Arctic temperature change at the Wisconsin-Holocene glacial transition // Science. 1995. V. 270. P. 455-458.

D'Arrigo R., Villalba R., Wiles G. Tree-ring estimates of Pacific decadal climate variability // Clim. Dyn. 2001. 18. P. 219-224.

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

Gonzales-Rouco J.F., von Storch H., and Zorita E. Deep soil temperature as proxy for surface air temperature in coupled model simulation of the last thousand years // Geoph. Res. Lett. 2003. 30. 2116, doi: 10.1029/2003GL018264.

Gostov M., Wiles G., D'Arrigo R., Jacoby G., Khomentovsky P. Early summer temperatures since 1670 AD reconstructed based on a Siberian larch tree-ring width chronology. Can. // J. For. Res. 1996. 26. P. 2042-2048.

Goto S., Hamamoto H., Yamano M. Climatic and environmental changes at southereastern coast of Lake Biwa over past 3000 years, inferred from borehole temperature data. Annual Report FY 2003, Institute for Geothermal Sciences // Kyoto University. 2003. P. 22-24

Holmes R. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement // Tree-Ring Bull. 1983. 44. P. 69-74.

Huang S and Pollack H.N. Integrated reconstruction of northern hemisphere surface temperature history from borehole temperatures and multiproxy models // Fifth International Meeting «Heat flow and the structure of the lithosphere». Abstracts. Kostelec nad Cernymi Lesi, Czech Rep. 2001. P. 31.

Jacoby G., Solomina O., Frank D., Eremenko N., D'Arrigo R. Kunashir (Kuriles) Oak 400-year reconstruction of temperature and relation to the Pacific Decadal Oscillation. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 209. 2004. P. 303-311.

Kitagawa H. and Matsumoto E. Climatic implications of $\delta^{13}C$ variations in a Japanese cedar (Cryptomeria japonica) during the last two millenia // Geophys Res. Lett. 1995. 22. P. 2155-2158.

Majorowicz J.A. and Scinner W.R. Anomalous ground warming versus surface air temperature warming in the Prairie

Provinces of Western Canada // Clim. Change. 1997. 35. P. 485-500.

Majorowicz J.A. and Safanda J. Measured versus simulated transients of temperature logs – A test of borehole climatology // J. Geoph Eng. 2005. 2. P. 291-298.

Mann M.E., Bradley R.S. and Hughes M.K. Global scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries // Nature. 1998. 392. P. 779-787.

Moberg, A., Sonechkin D. M., Holmgren K., Datsenko N. M. and Karl'en W. Highly variable northern hemisphere temperatures reconstructed from low- and high resolution proxy data // Nature. 2005. 433. P. 613-617.

Razjigaeva N.G., Korotky A.M., Grebennikova T.A., Ganzey L.A., Mokhova L.M., Bazarova V.B., Sulerzhitsky L.D., Lutaenko K.A. Holocene climatic changes and environmental history of Iturup Island, Kurile Islands, northwestern Pacific // The Holocene. 2002. V. 12. N. 4. P. 469-480.

Razjigaeva N.G., Grebennikova T.A., Ganzey L.A., Mokhova L.M. and V. B. Bazarova. The role of global and local factors in determining the middle to late Holocene environmental history of the South Kurile and Komandar islands, northwestern Pacific // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2004. V. 209. Issues 1-4. P. 313-333.

Ryder, E.E.; Finley R.E.; George J.T.; Ho C.K.; Longenbaugh R.S., Connolly J.R. Bench-scale experimental determination of the thermal diffusivity of crushed tuff. Technical Report SAND-94-2320 // Sandia National Labs. Albuquerque, NM. 1996. 242 pp.

Salamatin A.N. Paleoclimatic reconstructions based on borehole temperature measurements

УДК 550.834.3(571.1)

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ЗАУРАЛЬЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ УГЛЕВОДОРОДОВ В КУРГАНСКОЙ ОБЛАСТИ

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

Аннотация. В статье приведена новая информация о тектоническом строении территории Курганской области и сопредельной с ней территории с учетом составленной схемы разломно-блоковой модели земной коры. На основе полученных данных дана оценка нефтегазоперспективности территории Курганской области.

Земная кора, тектоника, нефтегазоносность.

NORTHERN PART OF SOUTHERN ZAURALYE FEATURES OF TECTONIC STRUCTURE AND PROSPECTS OF SEARCHES OF HYDROCARBONS IN KURGAN AREA

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

Abstract. In article the new information on a tectonic structure of territory of the Kurgan region and adjacent territory with it taking into account the made scheme fault-block earth crust models is resulted. On the basis of the received data the estimation of oil-gas bearing is given territory of the Kurgan region.

Earth crust, tectonics, oil-gas bearing.

Введение

Рассматриваемая территория охватывает структуры Уральского складчатого пояса, южную часть Западно-Сибирской геосинеклизы и структуры Северного Казахстана. Характер их взаимоотношения достаточно проблематичен. Для решения проблемы обычно привлекаются характеристики потенциальных полей (Δg, ΔT), в меньшей степени данные ГСЗ, и немногочисленные геологические данные по скважинам, относительно не глубоко вскрывающие доюрский фундамент (основание). Проблема становится особенно актуальной в связи с оценкой перспективности территории Курганской области относительно возможного обнаружения месторождений углеводородов. Поэтому основной задачей данных исследований является структурно-тектоническое районирование (выделение структур I порядка) с учетом особенностей глубинного строения и оценка перспектив нефтегазоносности.

Методика и содержание исследований

Территория северной части Южного Зауралья достаточно изучена профилями глубинного сейсмического зондирования, в основном, расположенных за пределами Курганской области. Исключение составляет восточная часть области, по которой проходят геотраверс Рубин-1, отработанный Центром «Геон», и южное окончание субмеридионального профиля Сев. Сосьва-Ялуторовск.

Работы по ГСЗ проведены ОАО «Баженовская геофизическая экспедиция» и Центром «Геон» в период с 1966 по 1990 гг.; полученная информация существенно отличается по содержанию и качеству. Поэтому сейсмические разрезы были пересмотрены и обобщены по методике глубинного геокартирования земной коры, основное содержание которой изложено в ряде опубликованных работ (Дружинин и др., 2000; 2008).

При составлении модели земной коры, помимо откорректированной информации по профилям, использовалось районирование потенциальных полей и результаты космодешифрирования (Голиздра Г.Я., 1988).

Одно из основных положений методики глубинного геокартирования заключается в том, что модель земной континентальной коры соответствует классу иерархических сложноустроенных разломно-блоковых моделей. Впервые для Уральского региона это было показано на примере разреза по Свердловскому профилю ГСЗ, отработанного по плотной системе непре-

рывного профилирования (Дружинин, Рыбалка, Соболев, 1974; 1976) и затем разломно-блоковая модель нашла отражение на всех последующих профилях ГСЗ, включая разрез по международному геотраверсу «Уралсейс» (Глубинное строение…, 2001). Теоретически такая модель обоснована в работе М.А. Садовского (Садовский, Болховитов, Писаренко, 1987); по верхним структурам подтверждена бурением сверхглубоких скважин СГ-3, СГ-4, СГ-6, СГ-8, КТВ (Дружинин и др., 2003).

Результаты исследований

Результатом работ явилась схематическая разломно-блоковая модель земной коры территории Курганской области и сопредельной территории, составленная в М 1:1000 000 (рис. 1, цветная вкладка).

Основными элементами предложенной модели являются блоки земной коры и разграничивающие их разломные структуры (зоны глубинных разломов). Особым знаком на схеме показана восточная граница собственно уралид, в основном, совпадающая с субмеридиональным течением р. Тобол. Уралиды представлены Центрально-Уральской (III_2), Восточно-Уральской (IV) и Зауральской (V) мегазонами. Между северными казахстанидами (VII_{1-2}) и собственно уралидами находится древний срединный блок; возможно он соответствует южному окончанию древней Западно-Сибирской геоструктуры, перекрытой отложениями D-C сравнительно небольшой мощности (до 2-2,5 км) и базальтами триаса с развитием массивов верхнепалеозойских гранитов.

Мегазоны земной коры (структуры первого порядка) разграничены глубинными разломами уральского, субмеридионального простирания. Часть из них проявлена в элементах новейшей тектоники. В меньшей степени это относится к западной границе Северо-Казахстанской мегазоны. Возможно, самая восточная мегазона по своей природе является переходной структурой между Западно-Сибирской плитой и Северо-Казахстанским геоблоком.

Основной крупной дислокацией, имеющей региональный характер и глубинное заложение, является зона разломов по восточной границе уралид (рис. 1), совпадающая с субмеридиональным течением р. Тобол и отчетливо проявленная в неотектонических построениях. Наблюдается своеобразный шов шириной до 20 км с менее выраженной западной границей. По данным ГСЗ подобная структура прослежена на всем протяжении уральского складчатого пояса (свыше 2000 км), в пределах 64-68° в.д. Отдельные звенья этого шва смещены по системе субширотных дислокаций в западном направлении на величину до 40-45 км (Дружинин и др., 2008). Одно из таких смещений, по-видимому, имеет место на участке к северу от Курганской области.

Пограничный шов отчетливо проявлен в неотектонических построениях. Поэтому вполне обосновано предположить, что его отдельные звенья проявляют активность и на современном этапе развития.

Структуры второго порядка, входящие в состав мегазон, также ограничены разломами. Наряду с субмеридиональными уральскими разломами, преобладают субширотные дислокации, проявляющиеся по всей территории области и имеющие значительную протяженность по приповерхностным структурам – до 100-200 км. Особо выделяется Шадринская субширотная дислокация, которая прослежена и за пределы области. Особенностью Шадринской зоны является совпадение элементов разломной структуры на различных глубинных уровнях; особенно четко подобное совпадение установлено для районов Зауральской мегазоны (западная часть области). В восточной Затобольской части направление глубинной дислокации смещается в северо-восточном направлении и проходит севернее границы области.

Шумихинская (Щучьинская) субширотная структура, имея подобно Шадринской зоне региональный характер, отличается от нее по характеру проявления в приповерхностных структурах: новейшие дислокации расположены по разные стороны от глубинного разлома и, по-видимому, характеризуют зону его геодинамического влияния.

Кроме отмеченных субширотных разломов, выделены нарушения северо-западного и северо-восточного направлений. В совокупности наблюдается довольно сложная тектоническая картина, существенно различная в разных мегазонах рассматриваемой территории.

В целом сложное тектоническое строение геосреды в пределах Курганской области во многом обязано сочленению на ее территории трех крупных геоблоков: Уральского складчатого пояса, Западно-Сибирского и Казахстанского кратонов.

Согласно укоренившимся представлениям (Соболев, 1966; Пакет оперативной геологической информации, 2006; Бочкарев, Нестеров (мл.), Брехунцев, 2008), которые отображены на многочисленных геологических картах, структуры Уральского складчатого пояса распространены далеко на восток. Следовательно, в пределах рассматриваемой территории они ограничены Северо-Казахстанским древним поднятием, то есть практически развиты на всей площади Курганской области. Однако ряд особенностей геологического строения может поставить данные представления под сомнение. Во-первых, в затобольской части преимущественно развиты комплексы D_3-C_{1-2}, которые соответствуют герцинидам, широко представленными в центральной части Западной Сибири. Во-вторых, наблюдается смена структурно-тектонического плана поверхности доюрского основания к востоку от р. Тобол, где преобладающей структурой, возможно, является древнее поднятие (PR_1), перекрытое сверху относительно маломощными (до 2,5 км) отложениями герцинид (D_3-C_{1-2}). На это указывают развитие верхнепалеозойских гранитов и нахождение более древних метаморфизованных комплексов рифея в южной части территории. То же самое относится к восточной части, где породы молодого возраста (D_3-C_{1-2}) находятся в депрессионных погружениях субстрата, представленного по геологическим сведениям метаморфизованными комплексами R-O (каледониды). Эти примеры подчеркивают трудности в определении тектонической принадлежности структур консолидированной коры при наличии перекрывающих ее относительно маломощных, «наложенных» отложений более молодого возраста. Использование глубинной информации позволяет избежать ошибок в тектоническом районировании структур 1 порядка.

Такие примеры известны и по открытому Уралу, когда контуры Восточно-Уральского прогиба с учетом данных ГСЗ приходится резко сокращать, так как. сланцево-терригенные комплексы D-C, по которым был выделен вначале прогиб, оказались небольшой мощности и развитыми над положительной структурой континентальной коры (Дружинин, Рыбалка, Соболев, 1976).

По нашим данным восточная граница собственно уралид (силур-ордовик и более ранние образования протерозоя, преимущественно геосинклинального типа) совпадает с западной границей Тюменско-Кустанайского прогиба, который, возможно, является по своей природе рифтовой структурой между собственно уралидами и блоком древней стабилизации.

По данным ГСЗ на Свердловском пересечении (Дружинин, Рыбалка, Соболев, 1974), затем на Тараташском и Троицком профилях ГСЗ (Автонеев, Дружинин, Кашубин, 1988; Дружинин и др., 1990) восточнее пограничного шва расположен Срединный массив, к которому отнесен в пределах этого профиля Тобольско-Убаганский блок.

Структуры, расположенные восточнее, приходятся, в основном, на Вагай-Ишимскую впадину, заполненную субплатформенными отложениями, представленными терригенно-сланцевым комплексом D-T, мощностью до 2,0-2,5 км (Дружинин, Рыбалка, Соболев, 1976). Эти данные впоследствии подтвердились результатами детальных поисковых геолого-геофизических работ на УВ в Вагай-Ишимской впадине (в конце 70^x годов).

По данным ГСЗ на геотраверсе диагонального направления «Битум» (Центр «Геон», 1989) и субмеридионального профиля ГСЗ Сев. Сосьва-Ялуторовск (отработан в

1988 г. Баженовской геофизической экспедицией) обнаруженная впадина может быть отнесена к пограничной зоне (шву) между ЗСП и структурами Северного Казахстана. Подобная тектоническая ситуация отражена на составленной авторами схематической структурно-тектонической карте доюрского основания территории Курганской области М 1:1000 000 (рис. 2, цветная вкладка), которая существенно отличается от аналогичных карт, составленных без учета строения земной коры, например, от геологической карты М 1:500 000, составленной В.В. Шалагиновым в 2001 г. (Пакет оперативной геологической информации, 2006).

Перспективы нефтегазоносности

Несмотря на значительный объем полевых геолого-геофизических работ, начиная с 1970 г., включающими сейсмические наблюдения методами отраженных и преломленных волн, детальные съемки потенциальных полей Δg, ΔT и бурение значительного количества скважин, месторождений УВ в пределах Курганской области не найдено, хотя надежда остается.

Причинами неудач с поисками УВ, на наш взгляд, является следующее:

- отсутствие обоснованной поисковой модели, ориентированной, в основном, на присутствие субплатформенных отложений C-D в восточной части Курганской области;
- отсутствие поисков УВ в низах мезозойских отложений из-за их малой мощности;
- не учет того, что для решения вопросов поисков УВ, особенно на новых территориях, необходимо знать особенности глубинного строения, о чем свидетельствует практика региональной нефтяной геологии;
- недостаточное использование опыта прежних поисковых работ в аналогичных условиях. К примеру, детальные геолого-геофизические работы в Вагай-Ишимской впадине, расположенной в пограничной зоне с Западно-Сибирской плитой и неудачи с бурением во впадинах, заполненных терригенно-осадочными отложениями C-D в пределах Северо-Казахстанского блока.

Согласно полученным данным о глубинном строении наиболее перспективной следует считать затобольскую часть Курганской области (на рис. 1 обозначено VI), которая относится к древним массивам, перекрытых сверху вулканогенно-осадочными породами D-T небольшой мощности. Именно для этой зоны предполагается продолжение нефтяных структур западной части Западно-Сибирской нефтегазовой провинции.

Месторождения УВ могут быть встречены в пределах Варгашинского поднятия и его окрестностях. По совокупности полученных данных тектоническая активность в затобольской части территории вновь проявилась в верхней перми-триасе (гранитизация и образование отдельных гранитных массивов, излияние базальтов триаса), в неокоме и на современном этапе развития. На рис. 2 намечены три наиболее перспективных участка, приуроченных к глубинным разломам. Перспективными отложениями в их пределах могут быть вулканогенно-осадочные породы, например известняки D, расположенные в виде узких горстовидных поднятий среди базальтов триаса, как в пределах Горелой площади в районе Ханты-Мансийска, или сами вулканиты триаса, как на Рогожнинской площади Красноленинского свода; не исключено, что нефтеносными могут оказаться приконтактовые участки Варгашинского массива. Для решения вопроса о нефтегазоперспективности в пределах намеченных участков необходима постановка в их пределах детальных геолого-геофизических поисковых работ с учетом намеченной специфики их строения.

Выводы

1. Впервые составленная схема разломно-блокового строения земной коры территории Курганской области с прилегающими к ней районами позволяет провести новое тектоническое районирование, основное содержание которого отображено на схематической структурно-тектонической карте верхней части консолидированной коры.

2. Полученная информация позволяет по-новому подойти к оценке нефтегазоперспективности территории Курганской области. Прежние поисково-разведочные работы, которые дали отрицательный результат, были, в основном, сосредоточены на востоке области, которая, согласно полученным данным, приходится на северо-западную окраину Северо-Казахстанского массива, не перспективную в отношении УВ. В качестве более перспективной площади следует считать затобольскую часть («отторженец» Западно-Сибирской геоструктуры) в полосе между меридианами 65°30` и 67° в.д., в узлах тектонических нарушений.

3. Эффективное решение вопросов прогнозирования (определение перспективных участков на поиски УВ), как показывает опыт подобных исследований (Дружинин и др., 2008), возможно на основе объемной геолого-геофизической модели земной коры, составленной с учетом плотностной 3D модели, известной геолого-геофизической информации о приповерхностных структурах и анализа результатов по уже пробуренным скважинам, что предстоит сделать в будущем.

Литература

Автонеев С.В., Дружинин В.С., Кашубин С.Н. Глубинное строение Южного Урала по Троицкому профилю ГСЗ // Советская геология. 1988. № 7. С. 47-53.

Бочкарев В.С., Нестеров И.И. (мл.), Брехунцов А.М. Тектоника фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы // Мат-лы Всеросс. научн. конфер. «Фундамент структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности» / Тюмень-Новосибирск, 2008. С. 26-28.

Глубинное строение и геодинамика Южного Урала. Монография. Проект «Уралсейс». Тверь: ГЕРС, 2001. 286с.

Голиздра Г.Я. Анализ линеаментов космических снимков в пределах Урала и прилегающих территорий // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1988. № 10. С. 20-29.

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

Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Песковский И.Д., Кашубина Т.В., Осипов В.Ю. К вопросу об оценке эффективности наземной геофизической информации по данным бурения сверхглубоких скважин, расположенных в районе геотраверса «Гранит» // Уральский геофизический вестник. 2003. № 1. С. 121-126.

Дружинин В.С., Кашубин С.Н., Автонеев С.В., Рыбалка В.М. Новые данные о глубинном строении северной части Южного Урала в сечении Тараташского профиля ГСЗ // Геология и геофизика. 1990. №1. С. 121-126.

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

Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Соболев И.Д. Проблема связи верхних структур с глубинным строением Уральского региона // Советская геология. 1974. № 11. С. 42-55.

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

Пакет оперативной геологической информации (ГИС-Атлас), Уральский федеральный округ, Курганская область. 2006.

Садовский М.А., Болховитов Л.Г., Писаренко В.Д. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.

УДК 550.504

ОЦЕНКА ВАРИАЦИЙ ПЛОТНОСТИ ПОТОКА РАДОНА ПРИ ВОЗНИКНОВЕНИИ СВОБОДНОЙ ТЕПЛОВОЙ КОНВЕКЦИИ В ВЕРХНЕМ СЛОЕ ПОЧВЫ

Климшин А.В. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Показано, что суточные вариации температуры в верхнем слое почвы могут приводить к возникновению свободной тепловой конвекции почвенного воздуха. Это явление рассматривается как одна из причин возникновения площадных вариаций плотности потока радона с поверхности почвы. Даются оценки скоростей конвективных потоков воздуха и связанных с ними вариаций плотности потока радона.

Радон, конвекция, пористая среда, математическое моделирование.

ESTIMATION OF VARIATIONS OF RADON FLUX FROM GROUND AT OCCURRENCE FREE THERMAL CONVECTION IN THE TOP LAYER OF EARTH

Klimshin A.V. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. It is shown that daily variations of temperature in the top layer of earth can lead to occurrence convection in a porous media. This phenomenon is considered as one of the reasons leading to occurrence of the variations of radon flux from ground. Estimations of fluid's velocity and radon flux rate are given.

Radon, convection, porous media, mathematical modelling.

Введение

С 1999 года в России в качестве основного контролируемого параметра при оценке радоноопасности строительных площадок используется плотность потока радона с поверхности почвы (СП 2.6.1.799-99). На основании измеренных значений этой величины принимается решение о внесении мер защиты от радона в проект здания. За время применения этого критерия оценки накопилось большое количество экспериментальных фактов, указывающих на значительные временные вариации плотности потока радона, достигающие порядка самой его величины в сутки (Микляев, Петрова, 2007). Различные авторы связывают эти вариации с чувствительностью измеряемой величины к изменениям давления и температуры воздуха, к приливным движениям земной коры, к колебаниям уровня грунтовых вод, к изменению влажности почвы (Зайцев, Рогалис, Кузьмич, 2008; Микляев, Петрова, 2007). Как правило, эти гипотезы не сопровождаются теоретическим обоснованием.

Целью данной работы является объяснение механизма возникновения вариаций плотности потока радона с поверхности почвы, вызванных суточными колебаниями температуры.

В рамках поставленной цели рассматриваются следующие основные задачи:

– оценка условий возникновения свободной тепловой конвекции почвенного воздуха в приповерхностном слое при суточных вариациях температуры,

– оценка величины скорости конвективного движения почвенного воздуха,

– оценка влияния свободной тепловой конвекции воздуха на величину плотности потока радона с поверхности почвы,

– анализ ошибок, возникающих при оценке радоноопасности стройплощадок по плотности потока радона, при возникновении свободной тепловой конвекции в приповерхностном слое почвы.

Постановка задачи и анализ результатов

По данным (СНиП 23-01-99) суточные вариации температуры поверхности почвы (для Среднего Урала) составляют 9,7-10,6 ^{0}С. Тепловая волна проникает приблизительно на 30 см вглубь от поверхности, создавая вертикальный градиент температуры, равный 15-30 ^{0}С/м. В таких условиях при охлаждении поверхности почвы возможно возникновение конвективного движения воздуха в пористом пространстве.

Конвективное движение флюида будем рассматривать в слое, ограниченном сверху поверхностью почвы ($z=0$), а снизу

Таблица 1. Значения постоянных величин, характерные для коры выветривания гранитов

Физическая величина	Обозначение	Единица измерения	Характерное значение
Ускорение свободного падения	g	м/с^2	9,8
Эффективный коэффициент температуропроводности среды	k	м^2/с	10^{-6}
Объемный коэффициент теплового расширения воздуха	β	1/К	$3{,}67\cdot10^{-3}$
Коэффициент проницаемости почвы	K	м^2	$10^{-6}\div10^{-10}$
Кинематическая вязкость воздуха	υ	м^2/с	$1{,}51\cdot10^{-5}$
Пористость почвы	ε	-	0,2
Диффузионная длина радона в почве	l	м	0,95
Равновесная объемная активность радона в почвенном воздухе	C_0	Бк/м^3	10^5
Коэффициент диффузии радона	D	м^2/с	$1{,}9\cdot10^6$
Вариации температуры поверхности почвы относительно среднесуточного значения	T_{max}	К	5
Глубина прохождения суточных вариаций температуры	h	м	0,3

– глубиной проникновения суточных вариаций температуры ($z=h$). Обозначим v – скорость движения флюида (м/с), p – отклонение давления от его значения при равновесии (Па), T – отклонение температуры от равновесного заначения (К), ρ – плотность воздуха (г/м^3). Обозначения и единицы измерения постоянных величин для справки приведены в табл. 1(Аронин, 1962; Булашевич, 1975; Енохович, 1976).

В приближении Буссинеска, уравнения для описания свободной конвекции в пористой среде имеют следующий вид (Гершуни, Жуховицкий, 1972):

$$div\mathbf{v}=0, \qquad (1)$$

$$\frac{1}{e}\frac{\partial\mathbf{v}}{\partial t}=-\frac{1}{r}\nabla p-\frac{u}{K}\mathbf{v}+gbT\mathbf{1}_z, \qquad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t}+(\mathbf{v}\cdot\nabla)T=k\Delta T. \qquad (3)$$

Здесь $\mathbf{1}_z$ – единичный вектор, направленный по вертикали вверх.

В работе (Lapwood, 1948) с использованием (1)-(3) изучена конвекция в слое пористой среды со следующими граничными условиями:

$$z=0:\ T=0,\ \frac{\partial v_z}{\partial z}=0\ , \qquad (4)$$

$$z=h:\ T=0,\ v_z=0\ . \qquad (5)$$

Показано, что в слое пористой среды толщиной h с разностью температур (на верхней и нижней границах слоя) T_{max} может возникать свободная тепловая конвекция, если поровое число Релея

$$Ra=\frac{b\,ghT_{max}}{uk}K$$

превосходит критическое значение равное Ra=27. Подставив постоянные из табл 1, получим условие возникновения свободной тепловой конвекции в верхнем слое почвы при суточных вариациях температуры $K=8\cdot10^{-9}$ (м^2).

На рис. 1 показана форма течения флюида в двумерном виде (Lapwood, 1948).

Сравнивая по порядку величины члены уравнения (2), находим максимальную скорость движения флюида:

$$V_{max}\ \square\ \frac{gbT_{max}}{u}K\approx1{,}2\cdot10^4K\ .$$

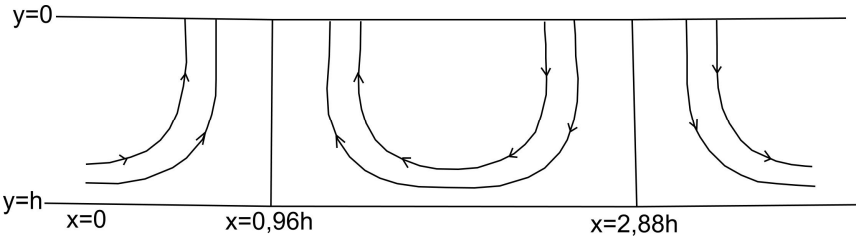


Рис. 1. Линии тока, полученные Лэпвудом при решении задачи (1)-(5)

В частности, при значении проницаемости почвы $K=8\cdot10^{-9}$ (м^2), соответствующем критическому числу Релея, максимальная скорость конвекции будет равна $9{,}6\cdot10^{-5}$(м/с) (приблизительно 40 см в час). Разность давлений теплого восходящего и охлажденного нисходящего потоков почвенного воздуха можно выразить через градиент температуры:

$P_{\max} \sim r\,ghbT_{\max} \approx 70$ (Па).

При суточных вариациях температуры, характерным временем процесса будет время охлаждения поверхности почвы $\tau \approx (1/2$ сут).

В этом случае, уравнение (2) можно считать квазистационарным, так как при этом

$$\frac{V_{\max}}{et} \sim \frac{P_{\max}}{rh} \sim \frac{uV_{\max}}{K} \sim gbT_{\max}$$

Это означает, что при малом изменении граничных условий почти мгновенно возникает новый режим движения воздуха. Нестационарность процесса следует учитывать в уравнении теплопроводности (3), так как

$$\frac{1}{t} \sim \frac{k}{h^2} \sim \frac{V_{\max}}{h}.$$

Это означает, что от граничных условий зависит глубина прохождения температурной волны, и размер конвективной ячейки. Например, во время осеннего похолодания, увеличение глубины проникновения положительного градиента температур может сопровождаться увеличением размеров конвективных ячеек.

Величина плотности потока радона с поверхности почвы **j** складывается из двух составляющих:

$$\mathbf{j}=\mathbf{j}_{диф}+\mathbf{j}_{конв}, \qquad (6)$$

где $\mathbf{j}_{диф}$ – плотность диффузионного потока радона с поверхности почвы, (мБк/м^{2}с), равная по величине (в предположении об экспоненциальном распределении радона в почвенном воздухе:

$C(z) \approx C_0(1-e^{-\frac{z}{l}})$ (Булашевич, 1975))

$$j_{диф} = D\left.\frac{\partial C(z)}{\partial z}\right|_{z=0} \approx \frac{DC_0}{l}, \qquad (7)$$

$\mathbf{j}_{конв}$ – конвективная составляющая плотности потока радона с поверхности почвы, (мБк/м^{2}с), равная по величине

$$j_{конв} = C'\cdot V. \qquad (8)$$

Здесь C' – объемная активность радона в приземной части атмосферы, равная приблизительно 10 Бк/м^3.

При значениях постоянных, характерных для коры выветривания гранитов (табл. 1), значение диффузионной составляющей плотности потока радона равно $j_{диф.}\approx 20$ мБк/м^{2}с. Значение конвективной составляющей плотности потока радона с поверхности почвы в зависимости от проницаемости грунтов может составлять от 1 мБк/м^2·с (при $K=10^{-8}$ м^2) до 100 мБк/м^2·с (при $K=10^{-6}$ м^2). Таким образом, возможны следующие варианты:

1) при низких значениях проницаемости грунтов $K<8\cdot10^{-9}$ м^2 свободная тепловая конвекция не возникает. Перенос радона осуществляется за счет диффузии;

2) при значениях проницаемости $K>8\cdot10^{-9}$ м^2 охлаждение поверхности почвы приводит к возникновению свободной тепловой конвекции. Как видно из рис. 1 конвективные потоки направлены перпендикулярно к поверхности почвы, что способствует неравномерному по площади распределению плотности потока радона.

Выводы

В верхнем слое почвы мощностью до 30 см, подверженном суточным вариациям температуры, при охлаждении поверхности может возникать свободная тепловая конвекция, если проницаемость почвы

$K<8\cdot10^{-9}$ м^2 . Возникающий при этом конвективный поток радона сопоставим по порядку величины с диффузионным, а для высокопроницаемых почв ($K>>10^{-7}$ м^2) – превышает диффузионный. Результирующий поток радона равен сумме конвективной и диффузионной составляющих. Так как направление конвективного потока случайно распределено по поверхности почвы, то при возникновении конвекции величина результирующего потока будет отличаться от величины диффузного потока. В период охлаждения поверхности почвы, что обычно происходит ночью или при наступлении похолодания, возникает неоднородное по поверхности распределение плотности потока радона. Результаты измерений, выполненных в этот период не могут считаться достоверной оценкой радоноопасности.

На основании выполненных оценок автор работы не рекомендует проводить измерения плотности потока радона в ночное и утреннее время суток, а также – в осеннее время года. Данные оценки нуждаются в экспериментальной проверке, а также в теоретических исследованиях с использованием численного моделирования.

Работа выполнена при частичной поддержке Программы №16 Президиума РАН и программы №6 ОНЗ РАН.

Литература

Аронин Г. С. Практическая аэродинамика. М.: Воениздат, 1962. 384с.

Булашевич Ю. П. Некоторые нестационарные задачи диффузии частиц с ограниченным временем жизни // Ядерно-геофизические исследования. Сб. статей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. 132с.

Гершуни Г. З., Жуховицкий Е. М. Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М.: Недра, 1972. 392с.

Енохович А. С. Краткий справочник по физике. М.: Высшая школа, 1976. 288с.

Зайцев В.В., Рогалис В.С., Кузьмич С.Г. Исследования влияния временных условий на потоки радона на строительных площадках // АНРИ 2008. №2. С. 34-36.

Микляев П. С., Петрова Т. Б. Механизмы формирования потока радона с поверхности почв и подходы к оценке радоноопасности селитебных территорий // АНРИ 2007. №2. С. 2-16.

СНиП 23-01-99. Строительная климатология. ГУП ЦППС, 2004. 70с.

СП 2.6.1.799-99 «Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности (ОСПОРБ-99). М.: Минздрав России, 2000. 98с.

Lapwood E. R. Convection of a fluid in a porous medium // Proc. Camb. Phil. Soc. 1948. V. 44. №4. P. 508-521.

УДК 550.837.6

О РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ЛИНЕЙНОГО СОПРЯЖЕНИЯ ДЛЯ СТАЦИОНАРНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В КУСОЧНО-ОДНОРОДНЫХ СРЕДАХ

Ладовский И.В., Шестаков А.Ф. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В работе рассматривается новый подход к решению задач линейного сопряжения для стационарных геофизических полей, возбуждаемых в кусочно-однородных средах. Обсуждается формализм построения решения для стационарных тепловых, электрических и магнитных полей в рамках единых модельных представлений с использованием аппарата обобщенных функций. Для решения задачи от многих тел в однородной вмещающей среде получена система интегральных уравнений и построен алгоритм последовательного учета плоских контактов.

Теория потенциала, задача линейного сопряжения, кусочно-однородная среда.

ON THE SOLVING LINEAR CONJUGACY PROBLEM FOR STATIONARY GEOPHYSICAL FIELDS IN PIECEWISE-HOMOGENEOUS MEDIA

Ladovskiy I.V., Shestakov A.F. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. In this paper we consider a new approach to solving linear conjugacy problem for the stationary geophysical fields excited in a piecewise-homogeneous media. We discuss the formalism for constructing solutions for steady-state thermal, electrical and magnetic in a single model representations using the apparatus of generalized functions of papers devoted. To solve the problem of many-body set in homogeneous containing medium is obtained integral equation system and the algorithm for account of flat contacts is developed.

Potential theory, the problem of linear conjugation, piecewise-homogeneous medium.

Введение

Среди граничных задач в теории потенциала особое место занимают задачи линейного сопряжения, имеющие отношение к потенциальным геофизическим полям, для моделей кусочно-однородных сред. Так, например, стационарные поля электрической, магнитной или тепловой природы удовлетворяют однотипным дифференциальным уравнениям и имеют сходную математическую структуру. Вся разница определяется только видом функции распределения источников первичного поля и условиями на границе раздела «земля – воздух».

Классический метод решения подобного класса задач в трехмерной постановке восходит к работе (Франк, Мизес, 1937), где решение прямой задачи электроразведки на постоянном токе для локального объекта в однородной проводящей среде сведено к интегральному уравнению Фредгольма II рода относительно плотности простого слоя – эквивалентных источников, «наведенных» на границе неоднородности. Математический формализм получения уравнения основан на интегральном представлении внешнего и внутреннего потенциалов и последующем их «сшивании» на границе аномалиеобразующего объекта с использованием естественных граничных условий, налагаемых на поведение потенциала и его нормальную производную вблизи контактной поверхности раздела материальных параметров среды.

Дальнейшее развитие этого подхода применительно к стационарным электромагнитным полям с использованием потенциала двойного слоя изложено в работе (Воскобойников, 1973), где предложен также алгоритм, повышающий математическую обусловленность интегрального уравнения для практических расчетов, и рассмотрен важный с практической точки зрения случай однородного проводящего полупространства (содержащего неоднородность) с плоской границей раздела земля – воздух.

Последующие работы в этом направлении характеризуются исследованием

прикладных аспектов проблемы численной реализации, а также распространением подхода для решения задач индуктивной электроразведки. В частности, были разработаны эффективные алгоритмы решения прямой задачи электроразведки на постоянном токе для цилиндрических тел конечной длины с произвольным по форме основанием (Гуревич, 1979) и метода искусственного подмагничивания (МИП) в классе параметризованных областей (Мартышко, 1982; 1996).

В тех случаях, когда возмущающий объект относится к классу тел определенной геометрической формы, удалось получить решение задачи в замкнутом аналитическом виде на основе метода разделения переменных в трехмерном уравнении Лапласа и нахождения соответствующих частных решений внутренней и внешней краевых задач (Халфин, 1956; Гуревич, 1975 и др.).

В двухмерном варианте решение прямых задач электроразведки на постоянном токе и МИП базируется на мощном аппарате теории функций комплексного переменного и исходит из соответствующей постановки задачи линейного сопряжения для аналитических функций. Искомый результат для конечной односвязной области, ограниченной аналитическим контуром, определяется интегралом типа Коши с плотностью, находимой из решения интегрального уравнения (Цирульский, 1975; Цирульский, Мартышко, 1979; Мартышко, 1996).

В частных случаях, когда граница неоднородности может быть аппроксимирована одной из координатных поверхностей, либо объект относится к определенному классу форм, решение прямых задач для стационарных электрического, магнитного и теплового полей удается получить в замкнутом виде (Цирульский, 1975; Мартышко, 1982; Ладовский, 1990).

Характерной особенностью классического подхода и основанных на нем методов решения прямой задачи является предварительное определение ветвей решения (тем или иным способом) в областях постоянства материальных параметров среды, которые затем сшиваются с использованием естественных граничных условий, поскольку не существует единого непрерывного дифференциального оператора, описывающего поведение искомого потенциала во всем континуальном пространстве $\Re^3$, включая контактные границы сопредельных областей.

При исследовании задач линейного сопряжения с использованием аппарата обобщенных функций оказалось, что можно избежать процедуры построения частных решений для каждой однородной подобласти и последующего их сшивания на границах сопредельных сред. Для этого необходимо доопределить значения разрывных полевых функций и материальных параметров среды на граничной поверхности контакта. Основанный на этой концепции континуальный подход для кусочно-однородного пространства $\Re^3$ предполагает получение единого оператора решения прямой задачи для соответствующего потенциала в произвольной точке «безграничного» пространства $\Re^3$, как в точках непрерывности, так и в точках разрыва материальных параметров среды.

Специфика применения континуального подхода в задачах сопряжения рассмотрена применительно к модели одного локального (контрастного по электропроводности) объекта в однородной безграничной среде, возбуждаемой сторонним током (Ладовский, Шестаков, 2007). Локализация источников стороннего тока достаточно произвольна. Кусочно-гладкое решение задачи представляется суммой Пуассоновских интегралов: объемного потенциала источников первичного поля в кусочно-однородной безграничной среде и поверхностного потенциала простого слоя с плотностью, распределенной по границе контакта сопредельных сред. Неизвестная плотность простого слоя вычисляется через скалярное произведение внешней нормали и вектора электрического поля, отнесенного к точкам границы. Значение последнего равно полусумме своих лево- и правосторонних граничных пределов. Как обобщенная функция, заданная на множестве сверточных трансформант обратных расстояний, проекция разрывного вектора

на непрерывное поле нормалей к граничной поверхности лежит в основе получения интегрального уравнения для плотности простого слоя – уравнения Фредгольма II рода со слабо-сингулярным ядром.

В настоящей работе рассматривается дальнейшее развитие методики исследования краевых задач линейного сопряжения потенциалов токов растекания для системы многих тел. Постановка задачи и все выкладки приводятся применительно к потенциалу стационарного электрического поля. Аналогичным образом можно сформулировать постановку задач линейного сопряжения и для других геофизических полей, в частности магнитного с учетом размагничивающего эффекта и теплового в стационарном приближении.

Инструментальный базис метода, применяемый в контексте континуального подхода – вторая обобщенная формула Грина для многосвязной области. При этом никаких затруднений с вычислением объемного интеграла по областям локализации источников первичного поля не возникнет. Проблема в другом. В интегральной формуле решения прямой задачи вторичный потенциал простого слоя берется по всем поверхностям, разграничивающим среду на однородные подобласти. Соответственно, уравнение простого слоя трансформируется в систему уравнений, число которых совпадает с количеством областей связности (в этом, кстати, и состоит принцип взаимовлияния контрастных по электропроводности объектов). Помимо технических трудностей при решении подобной задачи, встает вопрос о параметризации функции многосвязной области в единой системе координат. И только для простейших областей просматривается путь возможного применения методов аналитического анализа.

Постановка задачи

Будем предполагать, что в однородном бесконечном пространстве $\Re^3$ с проводимостью s расположены K непересекающихся подобластей D_i с гладкими границами S_i и постоянными значениями электропроводности s_i ($i = 0,\ldots, K$) (см. рис. 1). Требуется найти распределение электрического потенциала U (M) во всех точках проводящей среды, включая контактные поверхности.

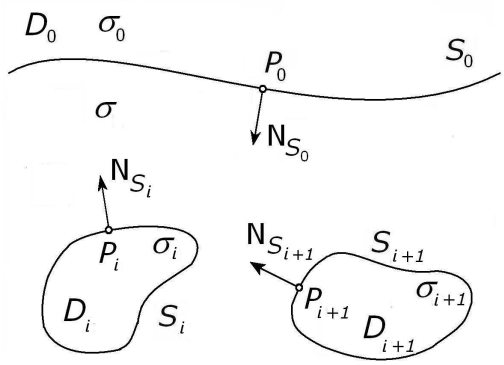


Рис. 1. К постановке задачи

Пусть $S_i := \{ x = x_{S_i} \};\ x := \left(x^{(1)}, x^{(2)}, x^{(3)}\right)$ – уравнение контактной поверхности i-ой области, разделяющей среды с проводимостями s_i и s. Условие неразрывности полного тока во всем пространстве

$$div\left(\mathbf{J} + \mathbf{J}_{\text{ст}}\right) = 0 \qquad (1)$$

является исходным оператором прямой задачи для электрического потенциала U токов растекания в проводящих средах (Франк, Мизес, 1937). Вектор плотности тока в проводящей среде $\mathbf{J} = s\,\mathbf{E}$ связан законом Ома с напряженностью электрического поля $\mathbf{E} = -\nabla U$; $\mathbf{J}_{\text{ст}}$ – плотность стороннего тока, характеризующего мощность источников первичного поля $q = -div\,\mathbf{J}_{\text{ст}}$, заданных в подобласти $V_{\text{С}}$ кусочно-однородного пространства $\Re^3$.

В точках непрерывности параметра электропроводности условие (1) эквивалентно системе уравнений Пуассона для кусочно-гладких потенциалов

$$U_i(x_M);\ \ i = (\overline{0 \div K});$$

$$s_i \nabla^2 U_i = -q_i; \quad x = x_M \in D_i. \qquad (2)$$

В точках разрыва проводящих свойств среды объемный дифференциальный оператор (1) заменяется поверхностной (Гауссовой) дивергенцией, которая выражает условие непрерывности *нормальной* составляющей плотности тока на границе S_i

идеального электропроводного контакта сопредельных сред. И если сторонние поверхностные токи не заданы, то $s_i E_i^N = s\, E^N$ или

$$s_i \frac{\partial U_i}{\partial N_{S_i}} = s\, \frac{\partial U}{\partial N_{S_i}}; \quad x = x_S \in S_i, \qquad (3)$$

где N_{S_i} – внешняя нормаль к граничной поверхности S_i.

Условие непрерывности потенциалов

$$U_i = U, \quad i = (\overline{0 \div K}) \qquad (4)$$

на контактных поверхностях S_i замыкает множество корректности постановки прямой задачи сопряжения для моделей кусочно-однородных сред.

Заметим, что граничное условие (3) можно переформулировать в терминах «плотности простого слоя», образующемся на поверхности разно электропроводного контакта:

$$n_i(S_i) = \frac{\partial U_i}{\partial N_{S_i}} - \frac{\partial U}{\partial N_{S_i}} = e_i \left(\frac{\partial U_i}{\partial N_{S_i}} + \frac{\partial U}{\partial N_{S_i}} \right), \qquad (5)$$

$e_i = \dfrac{s_i - s}{s_i + s}$ – параметр электропроводной контрастности контактирующих сред. Соотношения (4–5) являются исходными для обоснования континуальной постановки задачи сопряжения.

Обобщенно-непрерывный оператор задачи сопряжения

Будем рассматривать подмножество непересекающихся областей D_i и подмножество ограничивающих их гладких поверхностей S_i как всюду плотное множество кусочно-однородного пространства $\Re^3 = \sum D_i \,\mathbf{U} \sum S_i$. В работах (Ладовский, Шестаков, 2007; Шестаков, Ладовский, 2008) показано, каким образом в рамках континуального подхода следует устранить разрыв непрерывности функции поля и функции электропроводности в окрестности контакта сопредельных сред и предложен способ вычисления прямых значений искомых функций и их производных непосредственно в точках разрыва. Кусочно-гладкое решение задачи сопряжения является обобщенной функцией, заданной во всем континуальном пространстве $\Re^3$.

Для электрического потенциала $U(x_M)$ условие неразрывности тока (1) является линейным дифференциальным уравнением второго порядка с переменными коэффициентами

$$div\left(s\, \nabla U\right) = -q. \qquad (6)$$

Коэффициент электропроводности кусочно-однородной проводящей среды $s(x)$ – разрывная функция. Ее значение на поверхности контакта $S_i := \{ x = x_{S_i} \}$ не определено, известна лишь величина скачка в точке разрыва. Из условия непрерывности нормальных составляющих плотности тока (3) в окрестности разрыва $s(x)$ следует существование правильных (по Ляпунову) лево- и правосторонних предельных значений электрического поля:

$$E_i^N\Big|_{S_i} = \frac{1}{s_i}\left(\mathbf{N}_{S_i} \cdot \mathbf{J}\right),$$

$$E^N\Big|_{S_i} = \frac{1}{s}\left(\mathbf{N}_{S_i} \cdot \mathbf{J}\right).$$

Их полусумма Дирихле дает прямое значение электрического поля на поверхности разрыва, их разность задает плотность простого слоя на этой поверхности:

$$\left(\mathbf{N}_{S_i} \cdot \mathbf{E}(x_S)\right) = \frac{1}{2}\left(E_i^N + E^N\right) = \frac{\partial U(x_S)}{\partial N_{S_i}},$$

$$\left(\mathbf{N}_{S_i} \cdot \left(\mathbf{E}_i - \mathbf{E}\right)\right) = \frac{\partial U}{\partial N_{S_i}} - \frac{\partial U_i}{\partial N_{S_i}} = \qquad (7)$$

$$= 2e_i \frac{\partial U(x_S)}{\partial N_{S_i}} = n_i(S_i).$$

Если $s(x_{S_i})$ обозначает прямое значение величины электропроводности на границе S_i, то из (7) следует «доопределение» обратной величины электропроводности на граничной поверхности разноэлектропроводного контакта:

$$\frac{1}{s(x_{S_i})} = \frac{1}{2}\left(\frac{1}{s_i} + \frac{1}{s}\right); \quad i = (\overline{0 \div K-1}). \qquad (8)$$

Теперь распределение обратного коэффициента разрывной электропроводности задано в каждой точке кусочно-однородной среды:

$$\frac{1}{s(x)}=\begin{cases} 1/s_i; & x\in D_i \\ \frac{1}{2}\left(\frac{1}{s_i}+\frac{1}{s}\right); & x\in S_i\ ; \qquad i=(\overline{0-K}) \\ 1/s\ ; & x\in C\overline{D}_i \end{cases}$$

Если использовать символические импульсные функции для ступенчатой аппроксимации обратной электропроводности, то ее градиент будет сосредоточен исключительно на граничной поверхности контакта S_i в направлении нормали N_{S_i} (Ладовский, Шестаков, 2007).

Пусть $\{F_i(x-R_i)=0,\ x\in S_i\}$ – уравнения граничных поверхностей S_i в системе координат, соотнесенных с центрами звездности тел R_i. Определим функцию области посредством симметричной ступенчатой функции:

$$\acute{r}\Gamma(\acute{r}i_i)=\begin{cases} 1,\ x\in D_i, & \text{если } \acute{r}i_i(x-R_i)>0 \\ \frac{1}{2},\ x\in S_i, & \text{если } \acute{r}i_i(x-R_i)=0 \\ 0,\ x\in \Re^3/\overline{D}_i, & \text{если } \acute{r}i_i(x-R_i)<0 \end{cases}$$

Градиент функции области коллинеарен вектору нормали к ее границе (Гельфанд, Шилов, 1959), а обобщенная производная ступенчатой функции равна сингулярной дельта-функции, сосредоточенной на поверхности контакта сопредельных областей (Владимиров, Жаринов, 2000). Тогда

$$\nabla H(F_i)=d_S(F_i)\otimes\nabla F_i=\mathbf{N}_{S_i}\otimes d_S(F_i).$$

Задаваясь величиной скачка коэффициента электропроводности и его прямым значением (8) на поверхности S_i, выразим эвристический закон изменения обратной электропроводности через ступенчатые функции области кусочно-однородной среды:

$$\frac{1}{s(x)}=\sum_i\left[\frac{1}{s_i}+\left(\frac{1}{s}-\frac{1}{s_i}\right)\cdot H(F_i)\right]. \quad (9)$$

Сохраняя формализм вычисления обобщенной производной разрывной функции (9), запишем эквивалентный (6) линейный оператор с разрывными коэффициентами:

$$\nabla^2U-\nabla\left(\frac{1}{s(x)}\right)(s\ \nabla U)+\frac{q(x)}{s(x)}=0.$$

Вычислим

$$\nabla\left(\frac{1}{s(x)}\right)=\sum_i\left(\frac{1}{s_i}-\frac{1}{s}\right)\cdot\nabla H(\acute{r}i_i)=$$
$$=\sum_i\left(\frac{s_i-s}{s_i s}\right)\cdot\mathrm{N}_{S_i}\otimes d(\acute{r}i_i).$$

Граничные поверхности S_i разнопроводящих контактов служат носителями дельта-функций, а их сомножителями являются непрерывные функции нормальной составляющей плотности тока. Следовательно

$$\left(\mathbf{N}_{S_i}\cdot s\ \nabla U\right)\Big|_{S_i}=\left(\frac{s_i s}{s_i+s}\right)\frac{\partial U(x_S)}{\partial N_{S_i}}.$$

Плотность простого слоя (7) пропорциональна прямому значению нормальной составляющей поля $E^N=-\left(\mathbf{N}_{S_i}\cdot\nabla U\right)$ на самой граничной поверхности S_i:

$$n_i(x_S)=\left(\frac{s_i-s}{s_i s}\right)\left(\mathbf{N}_{S_i}\cdot s\ \nabla U\right)\Big|_{S_i}=$$
$$=2e_i\ \frac{\partial U(x_S)}{\partial N_{S_i}}.$$

В классе разрывных функций уравнение (6) заменяется обобщенным лапласианом:

$$\nabla^2U-\sum_{i=0}^{K-1}n(x_{S_i})d\left(x-x_{S_i}\right)+\frac{q(x)}{s(x)}=0. \quad (10)$$

Как обобщенно непрерывный оператор, уравнение (10) является, безусловно, корректно заданным оператором не только в точках непрерывности, но и в точках разрыва обратного коэффициента электропроводности и соответствует континуальной постановке задачи сопряжения без граничных условий.

В континуальном пространстве $\Re^3$ уравнение (10) представляет собой компактную запись второй обобщенной формулы Грина для многосвязной области (Владимиров, Жаринов, 2004). В пространстве сверточных трансформант с функцией обратных расстояний, соответственно, будем иметь интегральную формулу, включающую в себя вполне непрерывный объемный потенциал источников первичного поля и «*K*» поверхностных потенциалов простого слоя источников с неизвестной плотностью:

$$U(x_M) = -\frac{1}{4p}\iiint\limits_{V_C}\frac{q(x_c)}{s(x_c)}\frac{1}{|x_M - x_C|}dV_C + \\ + \frac{1}{4p}\sum_{i=0}^{K-1}\iint\limits_{S_i}\frac{n_i(x_P)}{|x_M - x_{P_k}|}dS_{P_k} \qquad (11)$$

или

$$U(x_M) = W(x_M) + \sum_{i=0}^{K-1}\Pi_i(x_M),$$

где $W(x_M) \subset C^1$ – объемный потенциал класса C^1 сторонних источников первичного поля, локализованных в области $V_C \subset \Re^3$:

$$W(x_M) = \frac{1}{4p}\iiint\limits_{V_c}\frac{q(x_c)}{s(x_c)}\frac{1}{r_{MC}}dV_C\ ,$$

$$x_M \in R^3,\ \ x_c \in V_C\ ;$$

$\Pi_i(x_M)$ – поверхностные потенциалы простого слоя класса C^0 вторичных источников, сосредоточенных по границам S_i раздела сред:

$$\Pi_i(x_M) = -\frac{1}{4p}\iint\limits_{S_i}\frac{n_i(x_{P_i})}{r_{MP_i}}dS_{P_i},$$

$$x_M \in \Re^3;\ x_{P_i} \in S_i\ .$$

Вычисляя градиент потенциала $U(x_M)$ и проецируя текущую точку M на все поверхности S_i, приходим к компактной записи системы интегральных уравнений относительно искомых плотностей простого слоя $n_i(x_S)$:

$$n_i(x_{S_i}) = 2e_i\left(\mathbf{N}_{S_i}\cdot\nabla_{S_i}U(x_{S_i})\right).$$

И окончательно, учитывая явный вид (11) потенциала $U(x_M)$, получаем систему интегральных уравнений Фредгольма II рода со слабо сингулярным ядром

$$\frac{n_i(x_S)}{2e_i} = \left(\mathbf{N}_{S_i}\cdot\nabla_{S_i}W(x_{S_i})\right) - \\ -\frac{1}{4p}\left(\mathbf{N}_{S_i}\cdot\nabla_{S_i}\right)\sum_{k=0}^{K-1}\iint\limits_{S_k}\frac{n_k(P_k)}{|x_{S_i} - x_{P_k}|}dS_{P_k} \qquad (12)$$

При $K = 1$ приходим к уже известному результату работы (Ладовский, Шестаков, 2007): аномалиеобразующее включение D_0 с проводимостью s_0 в безграничной вмещающей среде $\Re^3$ с проводимостью s. При $K \geq 2$ в задаче многих тел получаем перекрестную зависимость плотностей $n_i, n_k;\ i,k = (\overline{0 \div K-1})$, что отражает факт взаимного влияния друг на друга контрастных по электропроводности подобластей D_i. При удачной параметризации границ многосвязной области в единой системе координат, можно получить аналитическое решение в явном виде (Ладовский, 1987, 1990). В противном случае, по формулам (11–12) можно построить ряд Неймана последовательности приближенных решений и адекватно оценить степень взаимовлияния различных по форме и физическим свойствам модельных тел.

Функция Грина для контактирующих полупространств

Если какая-либо из границ S_i представляет собою плоскость, то на ней главная часть оператора Фредгольма обращается в ноль и для неизвестной плотности n_i вместо интегрального уравнения из системы (12) будем иметь соответствующую алгебраическую формулу.

Рассмотрим модельную задачу трех тел (K=2), в контексте которой оценим влияние границы раздела земля – воздух на аномалию от погруженного тела (рис. 2).

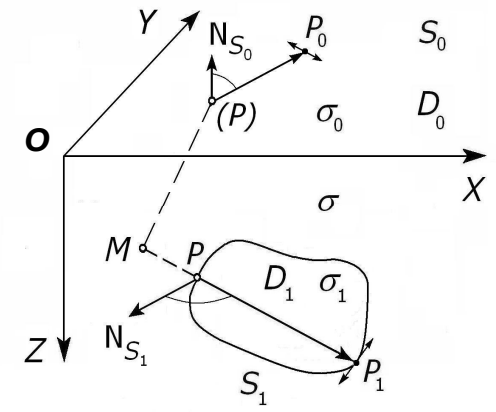


Рис. 2. Элементы проективной схемы для модели изолированного тела в полупространстве

Следуя принятой мнемонике, обозначим через D_0 – верхнее полупространство воздушной среды; $\Re^3/\overline{D_0}$ – нижнее полупространство вмещающих пород; D_1 – локальный аномалиеобразующий объект. Граница S_0 – есть плоская граница раздела

земля – воздух с нормалью N_{S_1}, параллельной оси глубин. Граница S_1 – контактная поверхность тела с нормалью N_{S_0}, направленной во вмещающую среду.

Введем пространственную систему прямоугольных координат

$$\left(x^{(1)}, x^{(2)}, x^{(3)}\right) = (x, y, z)$$

с плоскостью *XOY*, совпадающей с горизонтальной плоскостью раздела земля – воздух, и осью *OZ*, направленной по оси глубин. Из параметрического задания функций области $H(F_i)$ следует, что нормаль N_{S_0} к контактной поверхности S_0 параллельна оси *Z*, а нормаль N_{S_1} является внешней к поверхности S_1. Пусть точка P_0 – переменная точка (точка интегрирования) на поверхности S_0; точка P_1 – соответствующая точка на поверхности S_1. Обозначим через точку *P* (или (*P*)) проективное положение точки *M* на поверхности контактов:

$$M \to P \in S_0 \,\mathbf{U}\, S_1 .$$

Тогда, если

$$r_{MP} = \left|\mathbf{r}_P - \mathbf{r}_M\right| = \sqrt{(x_P - x_M)^2 + (y_P - y_M)^2 + (z_P - z_M)^2},$$

то

$$r_{PP_0} = \left|\mathbf{r}_{P_0} - \mathbf{r}_P\right| = \sqrt{(x_{P_0} - x_P)^2 + (y_{P_0} - y_P)^2 + (z_{P_0} - z_P)^2}.$$

Формула (11) решения задачи сопряжения содержит два вторичных потенциала простого слоя с плотностями n_0 и n_1:

$$U(x_M) = -\frac{1}{4p}\iiint\limits_{V_C} \frac{q(x_c)}{s(x_c)} \frac{1}{r_{MC}} dV_C + \frac{1}{4p}\left(\iint\limits_{S_0} \frac{n_0(x_{P_0})}{r_{MP_0}} dS_{P_0} + \iint\limits_{S_1} \frac{n_1(x_{P_1})}{r_{MP_1}} dS_{P_1}\right). \quad (13)$$

Первое из двух уравнений системы (12) сводится к алгебраической формуле для n_0 при $M \to P \in S_0$, поскольку градиент обратных расстояний в плоскости S_0 ортогонален к ее нормали N_{S_0}:

$$\frac{n_0(x_P)}{2e_0} = \left(\mathbf{N}_{S_0} \cdot \nabla_P\right) \times \left[W(x_P) - \frac{1}{4p}\iint\limits_{S} \frac{n_1(x_{P_1})}{r_{PP_1}} dS_{P_1}\right]; \quad x_P \in S_0. \quad (14)$$

Второе уравнение для n_1 не меняется при $M \to P \in S_1$ и сохраняет структуру Фредгольмова оператора:

$$\frac{n_1(x_P)}{2e_1} = \left(\mathbf{N}_{S_1} \cdot \nabla_P\right)\left[W(x_P) - \frac{1}{4p}\iint\limits_{S_1} \frac{n_1(x_{P_1})}{r_{PP_1}} dS_{P_1} - \frac{1}{4p}\iint\limits_{S_0} \frac{n_0(x_{P_0})}{r_{PP_0}} dS_{P_0}\right]; \quad x_P \in S_1. \quad (15)$$

Подставляя явное значение $n_0(x_P)$ (14) в формулу (13) для $U(x_M)$ получаем последовательность повторных интегралов по границам S_0 и S_1. Меняя порядок интегрирования и объединяя однотипные слагаемые первичного и вторичных потенциалов, вновь приходим к стандартной форме записи решения задачи сопряжения для изолированного тела в полуограниченной среде:

$$\tilde{U}(x_M) = \tilde{W}(x_M) + \tilde{\Pi}_1(x_M)$$

Здесь $\tilde{W}(x_M)$ – «нормальный» потенциал двухслойного разреза, невозмущенный полем локального тела, но строго учитывающий влияние границы раздела земля – воздух:

$$\tilde{W}(x_M) = \frac{1}{4p}\iiint\limits_{V_C} q(C) G(M, C)\, dV_C, \quad (16)$$

$\tilde{P}_1(x_M)$ – поверхностный потенциал простого слоя вторичных источников на границе S_1 в полупространстве $\Re^3 / \overline{D}_0$:

$$\tilde{P}(x_M) = -\frac{1}{4p}\iint\limits_{S_1} n(x_{P_1})\, G(M, P_1) dS_{P_1}. \quad (17)$$

Уравнение (15) для плотности простого слоя в полупространстве $\tilde{n}_1(x_P)$ также трансформируется к стандартной форме оператора Фредгольма с интегрированием по уединенной поверхности S_1:

$$M \to P \in S_1: \quad \frac{\tilde{n}(x_P)}{2e_1} = \left(\mathbf{N}_{S_1} \cdot \nabla_P\right) \times \times \left[\tilde{W}(x_P) - \frac{1}{4p} \iint_{S_1} \tilde{n}(x_{P_1}) G(P, P_1) dS_{P_1} \right]. \quad (18)$$

Следует отметить, что формулы (16)–(18) по своей структуре аналогичны известному формализованному результату для изолированного тела в безграничной среде (Ладовский, Шестаков, 2007) с той лишь разницей, что в качестве ядра интегрального оператора везде вместо функции обратных расстояний $(r_{MP})^{-1}$ используется функция $G(M,P)$:

$$G(M,P) = \frac{1}{r_{MP}} - \frac{e_0}{2p} \iint_{S_0} \frac{dS_{P_0}}{r_{MP_0}} \cdot \left(\mathbf{N}_{S0} \cdot \nabla_{P_0}\right) \left(\frac{1}{r_{P_0 P}} \right). \quad (19)$$

Функция $G(M,P)$ выражается через интеграл – свертку по границе полупространства S_0 и по существу является функцией Грина для двух контактирующих полупространств. Конечный скачок электропроводности в плоскости контакта учитывается параметром электропроводной контрастности e_0:

$$e_0 = \frac{s_0 - s}{s_0 + s} = \begin{cases} -1, & s_0 = 0 \\ 0, & s_0 = s \\ +1, & s_0 \to \infty \end{cases}$$

Параметр e_0 в такой форме записи унифицирует все возможные случаи постановки граничных задач для стационарных электрических (электропроводность $s_0 = 0$, $e_0 = -1$), магнитных (магнитная восприимчивость $s_0 = s$, $e_0 = 0$) и тепловых полей (теплопроводность $s_0 \to \infty$, $e_0 = 1$) в полупространстве с непроводящей, немагнитной и изотермической границей физических моделей полубесконечных сред.

Учет границы раздела земля – воздух

Для вычисления сверточного интеграла (19) для функции Грина $G(M,P)$ по бесконечной плоскости

$$S_0 := \left\{ z_{P_0} = 0; \quad x_{P_0}, y_{P_0} \in (-\infty, +\infty) \right\}$$

воспользуемся очевидным тождеством:

$$\left(\mathbf{N}_{S0} \cdot \nabla_{P_0}\right) \left(\frac{1}{r_{P_0 P}} \right) = = \frac{\partial}{\partial z_{P_0}} \left(\frac{1}{r_{P_0 P}} \right) = -\frac{\partial}{\partial z_P} \left(\frac{1}{r_{P_0 P}} \right).$$

Тогда

$$G(M,P) = \frac{1}{r_{MP}} - \frac{e_0}{2p} \frac{\partial}{\partial z_P} \iint_{S_0} \frac{dS_{P_0}}{r_{MP_0}\, r_{PP_0}}.$$

Для плоской границы этот интеграл вычисляется в явном виде. Введем местную систему цилиндрических координат с началом в эпицентральной точке *M* плоскости S_0 (точка *(M)*) и зададим проективные координаты точки *P* и текущие координаты переменной точки интегрирования P_0 (рис. 3):

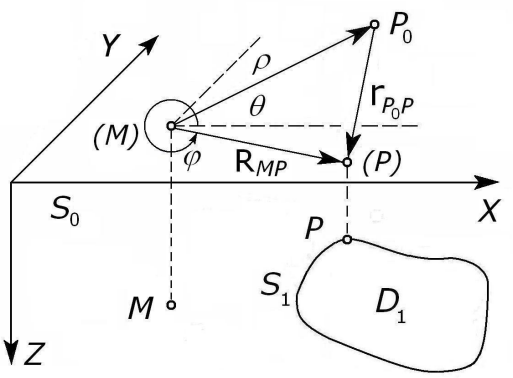


Рис. 3. К вычислению сверточного интеграла для функции Грина в цилиндрической системе координат

$$M(x,y,z) = M(0,0,z_M) := \{x_M = 0;\ y_M = 0;\ z_M\},$$
$$P(x,y,z) = P(R_{MP}, j, z_P) := = \{x_P = x_M + R_{MP}\cos j;\ y_P = y_M + R_{MP}\sin j;\ z_P\},$$
$$P_0(x,y,z) = P_0(r, q, 0) := = \{x_{P_0} = x_M + r\cos q;\ y_{P_0} = y_M + r\sin q;\ z_{P_0} = 0\}.$$

Определим расстояния между этими точками:

$$r_{MP} = \left|\mathbf{r}_P - \mathbf{r}_M\right| = \sqrt{R_{MP}^2 + \left(z_P - z_M\right)^2}, \quad (20)$$

$$r_{MP_0} = \left|\mathbf{r}_{P_0} - \mathbf{r}_M\right| = \sqrt{r^2 + z_M^2}\ ,$$

$$r_{PP_0} = \left|\mathbf{r}_{P_0} - \mathbf{r}_P\right| = \\ = \sqrt{(r^2 - 2rR_{MP}\cos(q-j) + R_{MP}^2) + z_P^2}\ . \quad (21)$$

Функция $G(M,P)$ в системе цилиндрических координат имеет вид:

$$G(M,P) = \frac{1}{r_{MP}} - \frac{e_0}{2p}\frac{\partial}{\partial z_P}\int_0^\infty \frac{r\,dr}{r_{MP_0}}\int_0^{2p}\frac{dq}{r_{PP_0}}\ .$$

Выразим обратное расстояние (21) через Бесселев интеграл от J_0 (Грэй, Мэтьюз, 1953):

$$\frac{1}{r_{PP_0}} = \int_0^\infty e^{-l|z_P|}\times \\ \times J_0\left(l\sqrt{r^2 - 2rR_{MP}\cos(q-j) + R_{MP}^2}\right)dl\ .$$

Но по теореме сложения Неймана (Грэй, Мэтьюз, 1953):

$$J_0\left(l\sqrt{r^2 - 2rR_{MP}\cos(q-j) + R_{MP}^2}\right) = \\ = J_0(lr)J_0(lR_{MP}) + \\ + 2\sum_{k=1}^\infty J_k(lr)J_k(lR_{MP})\cos k(q-j)\ .$$

И, в силу ортогональности $\cos k(q-j)$ на отрезке $[0,\ 2p]$, получаем:

$$\frac{1}{2p}\int\frac{dq}{r_{PP_0}} = J_0(lr)J_0(lR_{MP})\ .$$

В результате вычисления интегралов

$$G(M,P) = \\ = \frac{1}{r_{MP}} - e_0\frac{\partial}{\partial z_P}\int_0^\infty e^{-l|z_P|}J_0(lR_{MP})\,dl\int_0^\infty\frac{rJ_0(lr)dr}{\sqrt{r^2+z_M^2}} = \\ = \frac{1}{r_{MP}} - e_0\cdot Sign(z_P)\int_0^\infty e^{-l(|z_P|+|z_M|)}\,J_0(lR_{MP})\,dl = \\ = \frac{1}{r_{MP}} - \frac{e_0\cdot Sign(z_P)}{\sqrt{R_{MP}^2 + (|z_P|+|z_M|)^2}}\ .$$

С учетом (20) запишем функцию Грина в симметричном виде, удобном для последующего анализа:

$$G(M,P) = \frac{1}{\sqrt{R_{MP}^2 + (z_P - z_M)^2}} - \\ - \frac{e_0\ Sign(z_P)}{\sqrt{R_{MP}^2 + (|z_P|+|z_M|)^2}}\ . \quad (22)$$

Зависимость *G(M,P)* от функций модуля и сигнатуры обобщает все возможные случаи расположения точек источника и точек наблюдения поля и приводит к интересным методическим следствиям.

Удвоение потенциала

Следствие 1. Пусть *P=C* точка источника, расположенного непосредственно над границей полупространства; *M* – точка измерения, лежащая ниже этой границы:

$$z_M = 0+0;\ \ z_C = 0-0\ ,$$

$$G(M,C) = G(+0,-0) = \frac{1}{|R_{MP}|}(1+e_0)\ .$$

Потенциал поля пропорционален функции Грина (22). У поверхности контакта он:

- равен нулю под непроводящей границей (задача геоэлектрики, $e_0 = -1$);
- непрерывен под немагнитной границей (задача магнитометрии, $e_0 = 0$);
- удваивается под изотермической плоскостью (задача геотермики, $e_0 = +1$).

Следствие 2. При инвертировании точки источника и точки наблюдения для значений потенциала наблюдается обратная зависимость:

$$z_M = 0-0;\ \ z_C = 0+0\ ,$$

$$G(M,C) = G(-0,+0) = \frac{1}{|R_{MP}|}(1-e_0)\ .$$

Над поверхностью контакта потенциал:

- удваивается в задачах геоэлектрики, $e_0 = -1$;
- не меняется в задачах магнитометрии, $e_0 = 0$;
- равен нулю в задачах геотермики, $e_0 = +1$.

Удвоение напряженности поля

В рассматриваемой модельной постановке напряженность поля пропорциональна градиенту функции Грина. Пусть точка наблюдения поля *M* находится непосредственно под граничной плоскостью $z_M = 0+0$; точка источника *C* расположена произвольно. Вычисляя градиент функции Грина (22), получаем:

$$\nabla_{x,y,z}G(+0,z_C)=\left\{\begin{array}{l}\dfrac{(x_C-x_M)}{\left(R_{MC}^2+z_C{}^2\right)^{3/2}}\left(1-e_0\,Sign(z_C)\right)\\ \dfrac{(y_C-y_M)}{\left(R_{MC}^2+z_C{}^2\right)^{3/2}}\left(1-e_0\,Sign(z_C)\right)\\ \dfrac{z_C}{\left(R_{MC}^2+z_C{}^2\right)^{3/2}}\left(1+e_0\,Sign(z_C)\right)\end{array}\right\}.$$

И здесь также просматриваются два следствия.

Следствие 3. Источник расположен под границей раздела $z_C=0+0$. В задачах геоэлектрики ($e_0=-1$) тангенциальная составляющая поля удваивается, а нормальная обращается в ноль. В задачах магнитометрии ($e_0=0$) граница не оказывает влияния на магнитное поле. В задачах геотермии ($e_0=+1$) тангенциальная составляющая геотермического градиента равна нулю, а нормальная составляющая удваивается по сравнению с моделью безграничной среды.

Следствие 4. Возбуждение поля в нижнем полупространстве стационарным источником выше граничной плоскости ($z_C=0-0$) сильнее проявляется в вертикальной компоненте для хорошо проводящей среды ($s>>s_0$, $e_0\to-1$) и в горизонтальной компоненте – для среды со слабой электропроводностью ($s<<s_0$, $e_0\to+1$).

Таким образом, правильно выбранная стратегия континуального подхода к решению задач сопряжения для моделей кусочно-однородных сред (граничных задач с условиями IV рода) позволяет получить простую аналитическую конструкцию для плоских элементов граничных поверхностей, выделить в явном виде и устранить скрытые особенности полученных решений, изучить методические вопросы и, в конечном итоге, построить унифицированный алгоритм вычисления стационарных геофизических полей в неоднородных средах.

Выводы

1. Построен обобщенно-непрерывный дифференциальный оператор, описывающий распределение потенциала стационарных геофизических полей, возбуждаемых в кусочно-однородных средах, в произвольной точке пространства, включая контактные границы раздела сопредельных областей с различными значениями материальных параметров.

2. Получена система интегральных уравнений относительно плотности эквивалентных источников простого слоя, наведенных на контактных поверхностях, дающих возможность в явном виде учесть эффект взаимного влияния аномалиеобразующих объектов для задачи многих тел.

3. Выделен класс контактных поверхностей, для которых возможно построить алгоритм получения решения с учетом последовательного учета возмущений первичного поля на основе редукции системы интегральных уравнений.

4. Получена функция Грина для полупространства в унифицированной форме записи, обобщающей различные случаи расположения точек источника и точек наблюдения для стационарных электрического, магнитного и теплового полей с учетом их физических особенностей.

Литература

Владимиров В.С., Жаринов В.В. Уравнения математической физики. М.: Физматлит, 2000. 400 с.

Воскобойников Г.М. О вычислении стационарных электромагнитных полей в некоторых кусочно-однородных средах // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 9. С. 63-75.

Гельфанд И.М., Шилов Г.Е. Обобщенные функции и действия над ними. М.: Физматлит, 1959. 470 с.

Грей Э, Мэтьюз Г.Б. Функции Бесселя и их приложения к физике и механике. М.: изд-во иностранной литературы, 1949. 386 с.

Гуревич Ю.М. Магнитное поле тока, стекающего с точечного источника в присутствии сжатого сфероида // Электроразведка в области скважин на колчеданных месторождениях Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 60-72.

Гуревич Ю.М. Учет влияния границы земля – воздух при вычислении магнитных полей токов // Электроразведка методом заряда с изменением напряженности маг-

нитного поля. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 78-86.

Ладовский И.В. Применение метода изображений для расчета геотермических аномалий от погруженных тел // Ядерно-геофизические и геотермические исследования. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 73-80.

Ладовский И.В. Об аналитическом решении потенциальных краевых задач в кусочно-однородных средах // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 5. С. 35-46.

Ладовский И.В., Шестаков А.Ф. Об аппроксимации разрывных коэффициентов в операторе краевой задачи линейного сопряжения // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Мат-лы 34-й сессии Межд. науч. семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2007. С. 160-164.

Мартышко П.С. Некоторые вопросы теории и алгоритмы решения задач метода искусственного подмагничивания. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 32 с.

Мартышко П.С. Обратные задачи электромагнитных геофизических полей. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 144 с.

Франк Ф., Мизес Р. Дифференциальные и интегральные уравнения математической физики. Москва–Ленинград: «ОНТИ», 1937. 998 с.

Халфин Л.А. Поле точечного источника в присутствии сжатого и вытянутого сфероидов // Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1956. № 6. С. 657-668.

Цирульский А.В. К теории метода искусственного подмагничивания в двумерном случае // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 9. С. 70-77.

Цирульский А.В. К вопросу о решении прямой задачи электроразведки // Электроразведка в области скважин на колчеданных месторождениях Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 89-96.

Цирульский А.В., Мартышко П.С. Об учете размагничивающего эффекта в задачах магниторазведки // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 3. С.49-56.

Шестаков А.Ф., Ладовский И.В. О решении граничных задач для электрического потенциала с учетом криволинейной поверхности раздела двух сред // Мат-лы Межд. конф. «Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов». Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2008. С. 309-313.

УДК 550.21: 550.83 (571.642)

ПРОГНОЗ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ И ПРЕДВЕСТНИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПО ВРЕМЕННЫМ ИЗМЕНЕНИЯМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Паровышный В.А., Сеначин В.Н., Веселов О.В., Кочергин Е.В. – Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

Аннотация. Рассматриваются результаты экспериментальных исследований, направленных на изучение характера временных изменений геофизических полей над залежью газа, расположенной в зоне влияния активного регионального разлома, и выявления связи этих изменений с сейсмичностью. В результате создана и апробирована методика дистанционного определения наличия залежи углеводородов и ее контура на поисковых объектах. Установлено, что периоды нестабильности геофизических полей над залежью связаны с конечными фазами подготовки сейсмических событий и прохождением сейсмического импульса.

Гравиметрия, термометрия, магнитометрия, предвестники землетрясений, геодинамика, газовая залежь, поисковые признаки нефтегазовых месторождений.

THE PROGNOSIS OF OIL-GASOGENISITY AND THE SEISMIC EVENTS ON THE VARIATIONS OF GEOPHYSICAL FIELDS

Parovyshny V.A., Senachin V.N., Veselov O.V., Kochergin E.V. – The *Institute of Marine Geology and Geophysics FEB of RUS, Yuzhno-Sakhalinsk*

Abstract. The results of the experimental researches directed to the study of the character of temporal changes of geophysical fields above the gas reservoir located in the zone of the influence of active regional fault and revealing of the connection of these changes with seismicity are considered. As a result the method of distance determination of the hydrocarbon reservoir presence UV and its contours on the searched objects is created and evaluated. It was shown that the periods of instability of geophysical fields above the deposit is connected with final phases of preparing of seismic events and passing of seismic impulse.

Gravimetry, thermometry, magnitometry, earthquake precursors, geodynamics, gas field, prospecting indicators of oil and gas fields.

В 2003 г. лаборатория геодинамики ИМГиГ ДВО РАН приступила к реализации долгосрочной программы изучения временных изменений геофизических полей над флюидонасыщенными геодинамическими системами, расположенными в зонах активных региональных тектонических разломов.

Основные задачи исследований:

1) выявить характерные признаки наличия залежи УВ по временным изменениям геофизических полей и на этой основе создать методику прогноза нефтегазоносности сложнопостроенных объектов, расположенных в зонах активных разломов;

2) определить связь вариаций геофизических полей над газонасыщенными объектами с сейсмическими событиями и оценить возможность создания методики краткосрочного прогноза землетрясений.

Предпосылкой данных исследований следует считать результаты работ сотрудников Института физики Земли (Беланже, 1986), Института геологии и разработки горючих ископаемых (Волгина, 1988; 1990) и украинских геофизиков (Довбня и др., 2006; Осадчий, Лурье, Ерофеев, 1976), выявивших специфические эффекты в поведении гравитационного и термального полей над залежами УВ.

Для решения задач был обустроен геодинамический полигон на Южно-Луговском месторождении газа, расположенном в 4 км к западу от г. Анива, Сахалинская область (рис. 1А) (Паровышный, Веселов, Сеначин, 2005; Паровышный и др., 2008; 2009).

Южно-Луговское месторождение приурочено к нижней подсвите маруямской свиты миоцена ($N_{1\text{-}2}\,mr_1$), где выделено 14

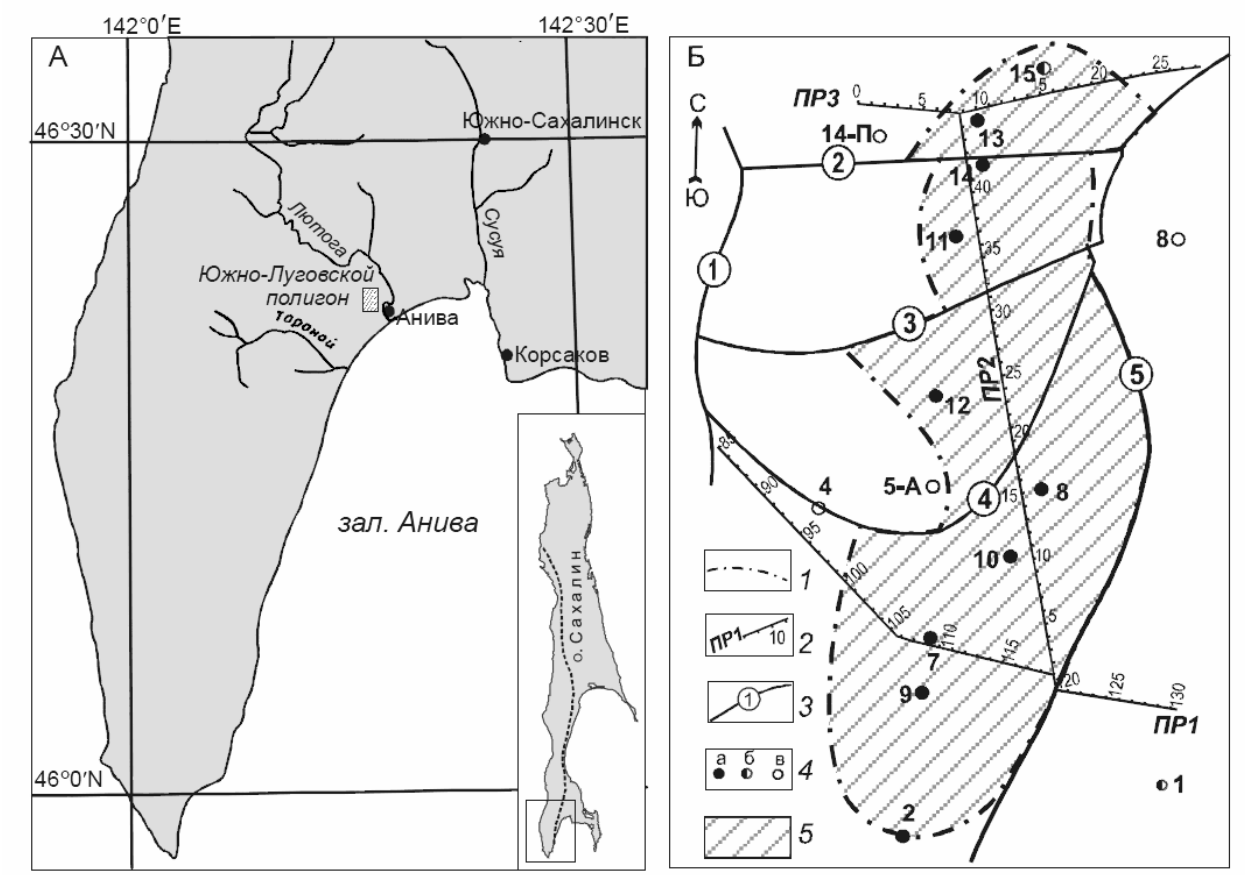


Рис. 1. Географическое положение (А) и структурная схема полигона (Б):
1 – контур газовой зележи; 2 – географические профили; 3 – основные разрывные нарушения по данным сейсморазведки и бурения; 4 – скважины: а – с промышленными притоками, б – с непромышленными притоками, в – непродуктивные; 5 – площадь залежи; на врезке рис. 1А показано положение Центрально-Сахалинского разлома

горизонтов песчаников с хорошими и удовлетворительными коллекторскими свойствами. Газ (метан) содержится в горизонтах III-XIII, промышленно газоносны горизонты – VII-XIII. Нижний XIV горизонт повсеместно водоносен. Общая мощность газоносных пластов залежи в разных блоках месторождения различна, колеблется в пределах 40-80 м.

Нижний газо-водяной контакт в южном блоке месторождения расположен на отметке 1368 м. Месторождение относится к разряду малых. Суммарные запасы газа составляют около 2 млрд. м^3. Наличие газовой залежи здесь установлено в 1971 г. скважиной № 1 (рис. 1Б).

В структурном отношении, месторождение локализовано в пологой складке срыва с амплитудой несколько десятков метров, которая уменьшается вверх по разрезу. Структура ограничена в основании почти горизонтальной плоскостью нарушения (рис. 2).

Во всех блоках структуры (кроме северного периклинального) газо-водяной контакт соответствует контурам залежей, локализованных в горизонте XIII. В северном блоке горизонт XIII водоносен, а установленные здесь непромышленные залежи приурочены к горизонтам XI и XII. Разрывные нарушения не выходят на дневную поверхность, они являются ограничениями лишь для продуктивных нижних горизонтов (IX-XIII). Залежи в верхних горизонтах тектонических разрывных ограничений не имеют. Контуры залежей продуктивных горизонтов, расположенных гипсометрически выше горизонта XIII, в плановом положении не выходят за контур залежи, содержащейся в горизонте XIII. Структурные планы по другим горизонтам значительно

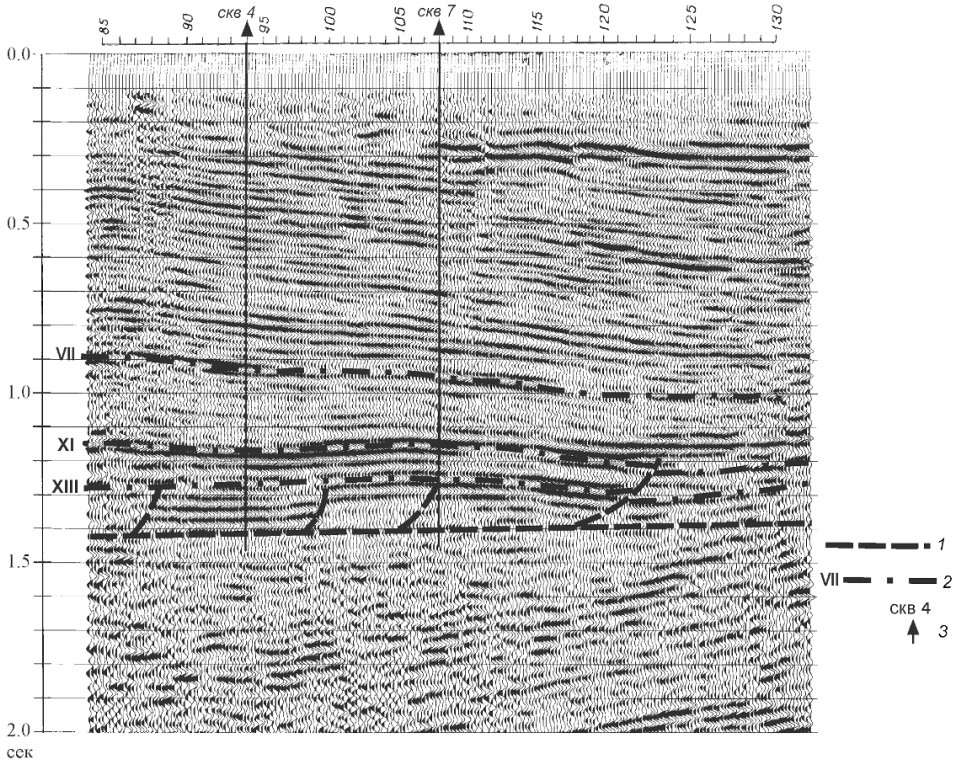


Рис. 2. Временной сейсмический разрез по профилю 9202056 в интерпретации авторов (совмещён с профилем 1 геофизического полигона): 1 – разрывные нарушения, 2 – номенклатурные продуктивные горизонты, 3 – скважины

отличаются от данного, но в связи с тем, что здесь сосредоточены основные запасы газа, нами условно допускается, что основная составляющая количественного выражения изменений геофизических полей должна быть обусловлена изменениями, происходящими в залежи, приуроченной к горизонту XIII. При этом не исключается, что остальные продуктивные горизонты, включая горизонты с непромышленной газоносностью, могут существенно влиять на характер изменения полей.

В 1970–2003 гг. в районе месторождения проведены структурное, глубокое поисковое и разведочное бурение, сейсморазведка МОВ ОГТ кратностью от 6 до 48; в 1976 г. выполнена площадная гравиметрическая съемка м-ба 1:25000.

По результатам этих работ были составлены: карта аномального гравитационного поля в редукции Буге с реальной плотностью промежуточного слоя (1,9 г/см^3) и карты различных преобразований этого поля. Необходимо отметить, что ни в исходном аномальном гравитационным поле, ни в вариантах его трансформации Южно-Луговская структура отражения не имеет. Участок аномального гравитационного поля в месте расположения Южно-Луговской структуры приурочен к западной части регионального минимума аномалий силы тяжести, который соответствует крупной отрицательной структуре, развитой в нерасчлененной толще палеоген-нижнемиоценового комплекса отложений. В районах, расположенных севернее, этот комплекс представлен (снизу-вверх) аракайской, холмской и невельской свитами.

Месторождение эксплуатируется только в зимний период (с середины ноября до середины мая), что дает основание считать, что во время наблюдений (июль-октябрь), техногенное воздействие на залежь отсутствует.

При решении первой задачи использовались геофизические наблюдения по трем профилям полигона, пересекающим все блоки структуры (рис. 1Б).

Применяемые методы:

1) высокоточные профильные гравиметрические наблюдения с погрешностью определения наблюденных значений силы тяжести ($\Delta g_н$) не ниже $\pm 0,02$ мГал;

2) малоглубинные термометрические наблюдения (глубина погружения датчиков 1,5 м) с погрешностью определения температур $\pm 0,05$ ^{o}С;

3) профильные геомагнитные наблю-

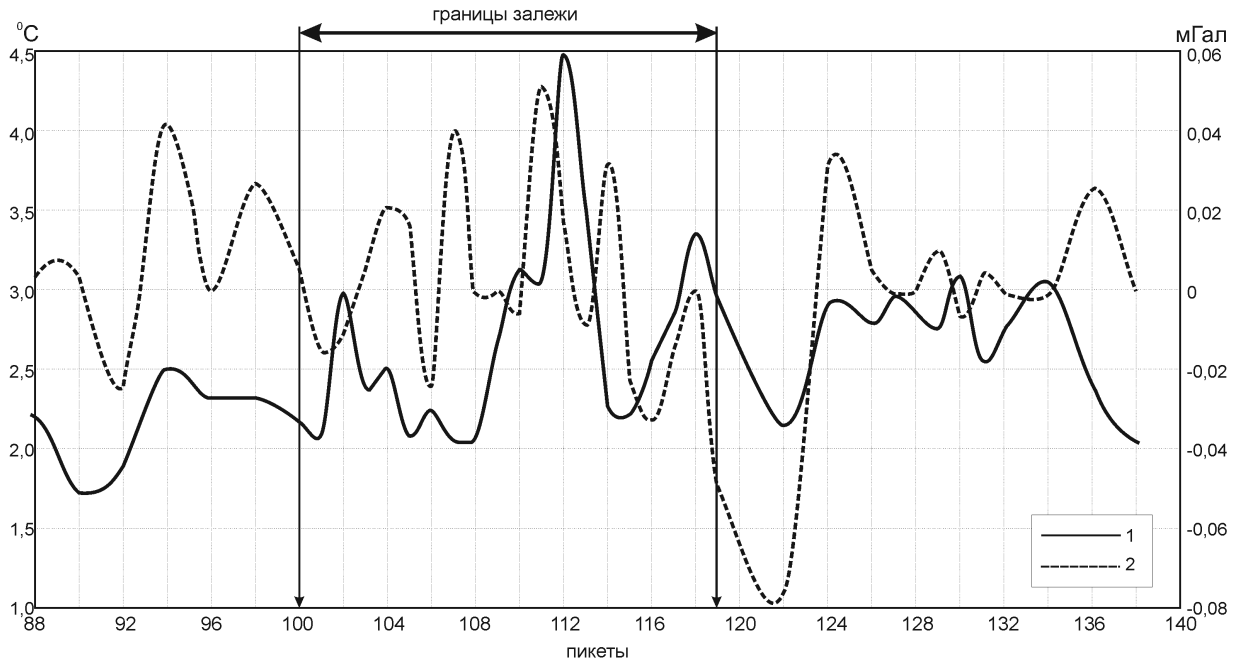


Рис. 3. Пример изменения гравитационного и термального полей над залежью газа: разности значений T °C (1) и $\Delta g_н$ (2) между циклами наблюдений 10 августа и 17 сентября 2006 г., Южно-Луговской полигон, профиль 1

дения с одновременной регистрацией вариаций геомагнитного поля и погрешностью определения ± 1 нТл.

Методика профильных геофизических наблюдений подробно изложена нами ранее (Паровышный, Веселов, Сеначин, 2005; Паровышный и др., 2008).

В 2003-2006 гг. здесь выполнено шесть циклов наблюдений. Установлены основные признаки продуктивности:

– в контуре продуктивности гравитационное поле нестабильно во времени. Разности $\Delta g_н$ между циклами наблюдений, выполняемые со средней частотой через один месяц, достигают величины $\pm 0{,}16$ мГал;

– продуктивные блоки структуры характеризуются максимумами нестабильности гравитационного поля, которые коррелируют с относительными максимумами температур;

– гравитационное и термальное поля над залежью меняют характеристики синхронно; повышению напряженности гравитационного поля в контуре залежи соответствует повышение температур и наоборот, понижение напряженности гравитационного поля сопровождается понижением уровня напряженности термального поля (рис. 3).

– в период прохождения естественного сейсмического импульса в контуре залежи происходит повышение температуры (рис. 4).

Для выявления характера связи вариаций геофизических полей с сейсмическими событиями применяемый комплекс в 2004 г. был дополнен постоянно действующей магнитовариационной станцией и установкой для измерения вариаций естественного электрического поля в режиме регистрации блуждающих токов, а в 2006 г. – четырехазимутальной установкой, также предназначенной для регистрации изменения напряженности естественного электрического поля (ЕП).

Комплекс эксплуатировался в режиме стационарных наблюдений в летне-осенние периоды 2006 и 2008 гг.

Предпосылкой для развертывания постоянных наблюдений послужило зарегистрированное нами 13 сентября 2004 г. в 14 ч 02 мин местного времени сейсмическое событие магнитудой 5,6, эпицентр которого находился в 580 км к юго-востоку от полигона. Это же событие зафиксировано

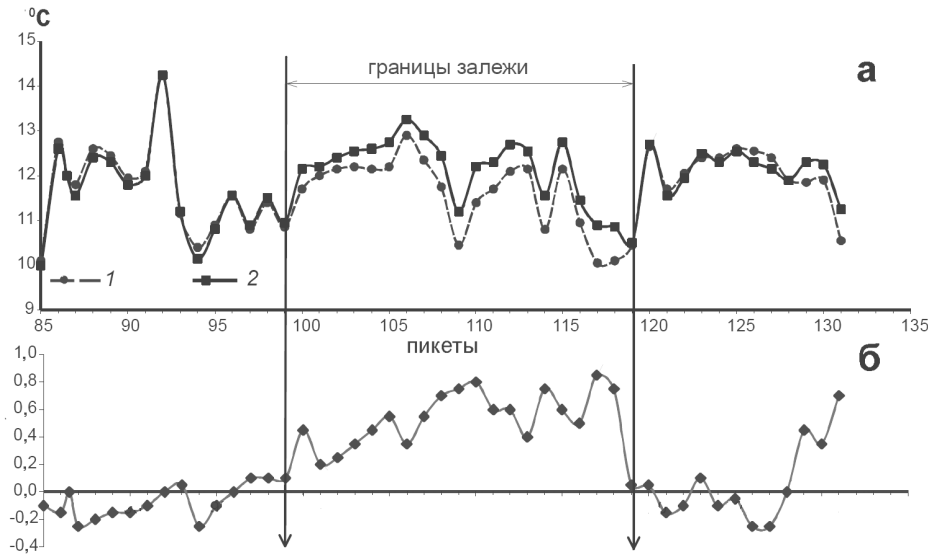


Рис. 4. Изменение температур по профилю 1 до и после землетрясения 13 сентября 2004 г.**:** а – температуры: 12 сентября (1), 15 сентября (2); б – разность температур (2-1)

автоматическими сейсмическими станциями в 40 км к северу и в 35 км к югу от полигона (бюллетень Южно-Сахалинской сейсмологической станции № 9 от 20 сентября 2006 г.).

За 40 мин до данного события магнитовариационной станцией на полигоне отмечено резкое увеличение напряженности геомагнитного поля, которое продолжалось еще 15 мин после толчка (рис. 5).

Вторым магнитометром в это же время выполнялись рядовые наблюдения по профилю, зарегистрированы интенсивные (20 нТл) непериодические колебания за 10 мин до события (рис. 5а) и в течение 4 мин после него (рис. 5б).

Измерение температур по одному из профилей полигона 12 и 15 сентября 2004 г. показало, что в контуре залежи максимальное увеличение температуры составило 0,9 °С. За контуром произошло закономерное для этого времени года сезонное понижение температур на 0,05-0,15 °С (рис. 4).

Данный факт показал, что основной причиной изменения параметров геофизических полей над залежью являются сейсмические импульсы. Таким образом было установлено, что в период прохождения сейсмических импульсов, залежь газа обнаруживает себя, но в то же время является индикатором для регистрации параметров изменения геофизических полей, характеризующих конечную фазу подготовки предстоящего сейсмического события.

В этом плане интересные наблюдения были сделаны А.И. Обжировым с соавторами, зарегистрировавшими увеличение

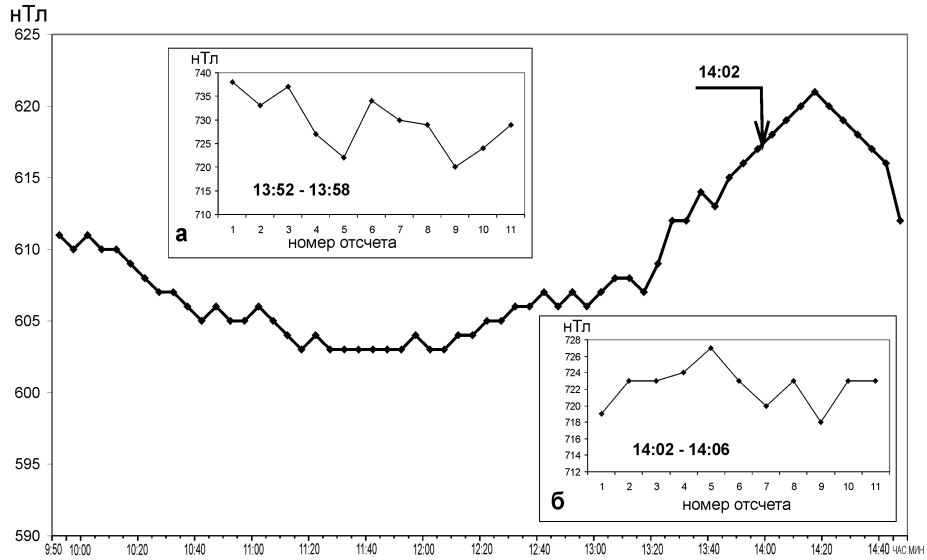


Рис. 5. Графики вариаций геомагнитного поля 13 сентября 2004 г.: большой – запись магнитовариационной станции; на врезках – записи полевым магнитометром до (а) и после (б) события

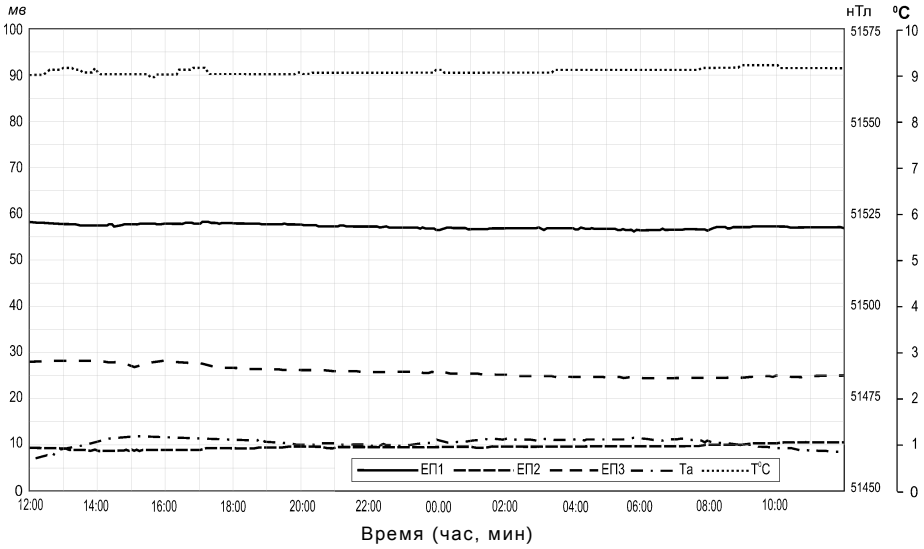


Рис. 6. Пример поведения геомагнитного (Та), естественного электрического (ЕП) и температурного (Т °С) полей над залежью газа при отсутствии сейсмических событий 18-19 сентября 2008 г. (фоновое состояние)

эманаций УВ-газов в Охотском море, связанное непосредственно с периодами повышения степени сейсмической активности (Обжиров и др., 2004).

Последующие исследования позволили установить, что геодинамическое состояние залежи начинает изменяться за несколько часов до момента сейсмического события, что находит отражение в состоянии геофизических полей над залежью УВ в виде возмущений, резко отличающихся от фоновых значений их напряженности. На рис. 6 в качестве примера показано поведение геомагнитного, естественного электрического и температурного полей над залежью газа при отсутствии сейсмических событий.

За время стационарных наблюдений записано более 32 эпизодов сейсмических событий, произошедших на удалении от пункта наблюдений на 60-1083 км, которые при камеральной обработке материалов представлены в графической форме и сопоставлены с официальными сейсмологическими данными (рис. 7, 8).

Здесь нужно отметить, что получение сигналов-предвестников от источника, удаленного на 1083 км от пункта наблюдений, вызывает некоторые сомнения у оппонентов. Однако известны случаи, когда электромагнитные сигналы регистрировались от источников, удаленных от пункта наблюдений на 2500 и более км (Довбня и др., 2006).

Из полученных материалов следует, что формы проявления сейсмических событий в геофизических полях различны, но на данной стадии исследований можно выделить некоторые из них, повторяющиеся в нескольких зарегистрированных эпизодах.

В геомагнитном поле происходит плавное или резкое понижение напряженности за 3-4 ч до момента события, резкое повышение – за 40-50 мин до события, хаотичные (непериодические) колебания в пределах 5-20 нТл за 10 мин до события.

В ЕП возникают резкие амплитудные (до 10-15 мв) непериодические колебания за 2-2,5 ч до сейсмического события (рис. 5а), происходит плавное или резкое повышение напряженности на 5-15 мв за 4-5 ч перед серией толчков, резкое увеличение за 6,5-7 ч до максимума, формирующегося за 5-6 ч до события, затем снижение напряженности до фоновых значений к моменту события, в некоторых случаях формы кривых ЕП и геомагнитного поля совпадают (рис. 8).

В термальном поле снижение температур в приповерхностном слое начинается за 5-6 ч до сейсмического события, затем следует период стабилизации (1-1,5 ч) в течение которого и происходит событие. После события термальное поле восстанавливается на прежнем уровне (рис. 7).

Все перечисленное относится к сейсмическим событиям, эпицентры которых удалены на 350 и более км от места наблюдения.

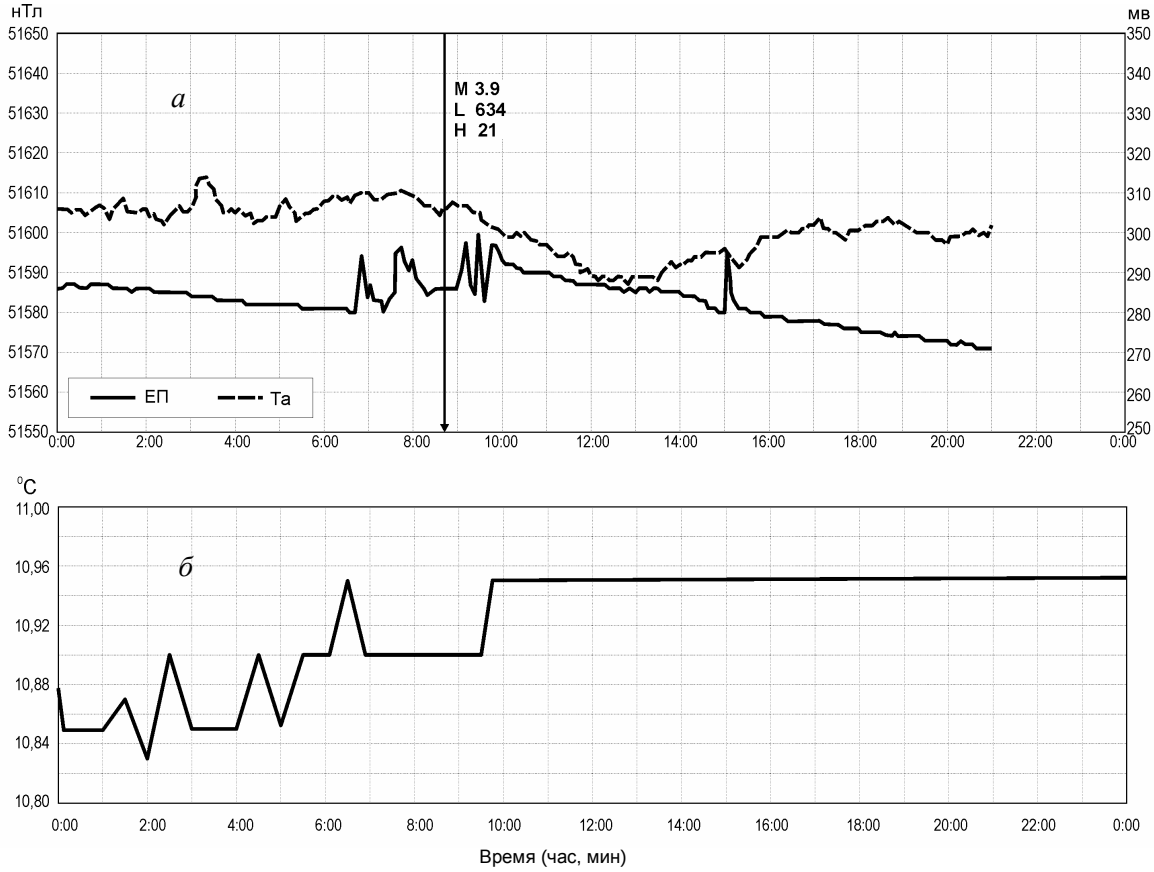


Рис. 7. Вариации геомагнитного (Та), естественного электрического (ЕП) полей (а) и температуры (б) 21 августа 2006 г. Здесь и далее: М – магнитуда землетрясения, L – расстояние от места наблюдения (км), Н – глубина (км)

Другая форма проявления близкого землетрясения (60 км к ССВ от места наблюдения) зафиксирована нами 17 октября 2008 г. Здесь наблюдения ЕП выполнялись четырехазимутальной установкой.

Естественное электрическое, геомагнитное и термальное поля были выведены из фонового состояния за 26 ч до землетрясения с магнитудой 3 в районе пос. Синегорск. При этом к моменту события наиболее резкие изменения показали каналы ЕП (рис. 9):

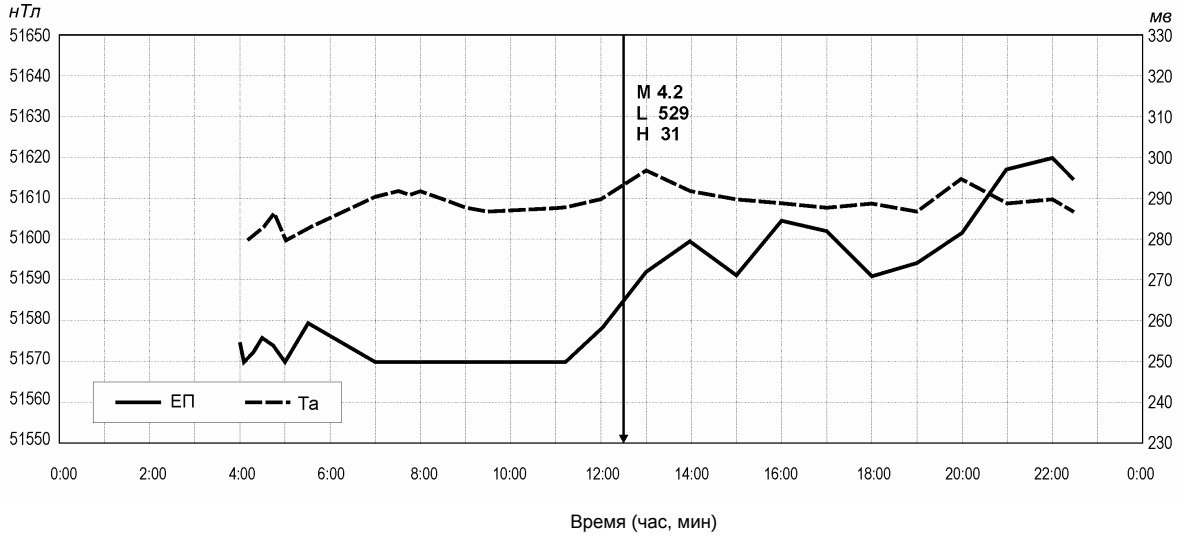


Рис. 8. Пример вариаций геомагнитного (Та) и естественного электрического (ЕП) полей при землетрясении 24 августа 2006 г.

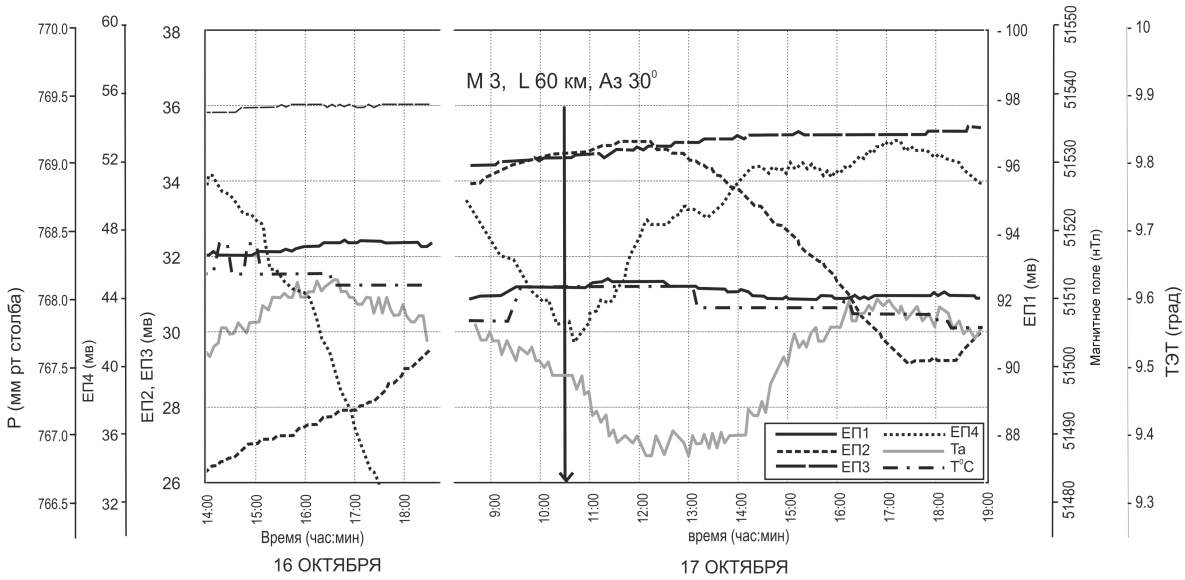


Рис. 9. Пример поведения геофизических полей при землетрясениях 16 и 17 октября 2008 г.

ЕП2, ориентированный по направлению к эпицентру (отмечено плавное повышение напряженности); ЕП4, ориентированный ортогонально этому направлению (понижение напряженности).

Показания ЕП по двум другим каналам существенно не отличились от фоновых.

Температура в пункте наблюдения возросла на 0,05 ºС за 1,5 ч до события. Напряженность геомагнитного поля понизилась на 5-7 нТл за 1 ч до события.

Выводы

1. Залежь УВ, расположенная в зоне влияния активного тектонического разлома, является индикатором геодинамических процессов, протекающих как внутри нее, так и за пределами.

2. По комплексу признаков временных изменений геофизических полей контур продуктивности залежи УВ на поисковом объекте может быть определен на местности.

3. Возмущения геофизических полей над залежью УВ начинаются за несколько часов до сейсмического события, если его эпицентр удален более чем на 350 км от пункта наблюдений, и ранее чем за сутки, если он расположен в радиусе около 100 км.

4. Для получения информативных сигналов – предвестников сейсмических событий – может быть использована неподверженная техногенному воздействию залежь углеводородов, расположенная в зоне влияния активного тектонического разлома.

5. На данном этапе исследований перечисленные проявления сейсмических событий в геофизических полях следует рассматривать как частные случаи проявления предвестников. Для определения их фундаментальной значимости необходимо продолжить эксперименты на нескольких полигонах одновременно.

В целом результаты эксперимента позволяют сделать следующие предположения:

– определение времени предстоящего сейсмического события не представляется неразрешимой задачей. При продолжении исследований и накоплении фактического материала могут быть выработаны критерии, которые позволят определить время события с достаточно высокой точностью за несколько часов до его реализации;

– эпизод, зарегистрированный 17 октября 2008 г. с применением многоазимутальной установки ЕП, позволяет с некоторым оптимизмом оценить возможности определения направления на эпицентр предстоящего события, а следовательно, и его координат при одновременной регистрации на нескольких достаточно удаленных друг от друга пунктах. Для решения этой задачи комплекс необходимо дополнить ориентированными установками для регистрации электромагнитных импульсов

и горизонтальных градиентов геомагнитного поля.

Литература

Буланже Б.А. Влияние изменения во времени гидрогеологических факторов на силу тяжести. Повторные гравиметрические наблюдения // Тр. Института физики Земли РАН. М.: ИФЗ, 1986. С. 4-23.

Волгина А.И. О влиянии миграции флюидов на изменение силы тяжести. Повторные гравиметрические наблюдения // Тр. Института физики Земли РАН. М.: ИФЗ, 1988. С. 181-185.

Волгина А.И. Результаты изучения временных изменений гравитационного поля // Геология нефти и газа. 1990. № 3. С. 36-37.

Довбня Б.В., Зотов О.Д., Мострюков А.О., Щепетков Р.В. Электромагнитные сигналы во временной окрестности землетрясений // Физика земли. 2006. № 8. С. 60-65.

Обжиров А.И., Салюк А.Н., Шакиров Р.Б. и др. Потоки метана и газовые гидраты Охотского моря // Наука и техника в газовой промышленности. 2004. № 1-2. С. 20-25.

Осадчий В.Г., Лурье А.И., Ерофеев В.Ф. Геотермические критерии нефтегазоносности недр. Киев: Наук. думка, 1976. 142 с.

Паровышный В.А, Веселов О.В., Сеначин В.Н. Временные изменения геофизических полей над газосодержащими геодинамическими системами. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2005. 50 с.

Паровышный В.А., Веселов О.В. Сеначин В.Н., Кириенко В.С. Временные изменения геофизических полей над газовой залежью (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27. № 4. С. 3-14.

Паровышный В.А., Сеначин В.Н., Веселов О.В., Кочергин Е.В. Вариации геофизических полей над флюидонасыщенными геодинамическими системами в связи с проблемой прогноза сейсмических событий // Вестник ДВО РАН. 2009. №4. С. 50-58.

УДК 550.343

О ПРИЧИНАХ КРИЗИСА В ПРОБЛЕМЕ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ПУТЯХ ВЫХОДА ИЗ НЕГО*

Певнев А.К. **–** Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Аннотация. Обоснована несостоятельность стратегии прогноза землетрясений, базирующейся на попытках решения проблемы исключительно методами обратных задач, которые, вопреки предпосылкам, оказались некорректными. Показано, что решение проблемы возможно методами прямых задач благодаря тому обстоятельству, что в процессе подготовки очага землетрясения участвует земная поверхность и, следовательно, этот процесс можно отслеживать с помощью специального геодезического мониторинга непосредственно на земной поверхности.

Подготовка землетрясения, прогноз, причины кризиса, геодезический мониторинг.

ABOUT THE REASONS OF CRISIS IN THE PROBLEM OF THE FORECAST OF EARTHQUAKES AND WAYS OF THE OUTPUT FROM IT

Pevnev A. K. – The O.Yu. Smidt Institute of the Earth Physics, RAS, Moscow

Abstract. It is proved insolvency of strategy of forecast of earthquakes which find in attempts of decision of problem by solely methods of inverse problems that notwithstanding premises become wrong. It is shown this decision of problem by possible methods of direct problems because of these circumstances that in process of preparing the centre of earthquake participates the terrestrial surface and this process possible to track by means of special geodetic checking for terrestrial surface directly.

Preparation of earthquakes, the forecast, the reasons of crisis, geodetic checking.

О причинах кризиса в проблеме прогноза землетрясений

В классической постановке решение проблемы прогноза землетрясений требует ответы на следующие три вопроса – где?, какой силы? и когда?, то есть осуществления прогнозов места, максимально возможной силы и времени. В этом перечне вопросов крайне важно следующее обстоятельство – необходимо ли иметь ответы на указанные вопросы одновременно или существует определенная последовательность их получения? За ответом обратимся к классику – творцу первой, научно обоснованной программы решения проблемы прогноза землетрясений в нашей стране Григорию Александровичу Гамбурцеву: «Землетрясения происходят в результате быстрого разрешения напряжений, относительно медленно нарастающих в земной коре. Таким образом, первая часть задачи предвидения землетрясений состоит в обнаружении этих напряжений. Вторая часть её состоит в определении таких особенностей в процессе нарастания напряжений, которые непосредственно предшествуют их разрешению» (Научное наследие…, 2003, с. 228).

Таким образом, согласно Г.А. Гамбурцеву начинать прогноз землетрясения нужно с обнаружения места расположения готовящегося очага и очевидно его размеров («обнаружение этих напряжений»), а потом уже думать о прогнозе времени, исследуя особенности «в процессе нарастания напряжений, которые непосредственно предшествуют их разрешению», то есть определяя законы разрушения горных пород непосредственно в природных условиях – в «созревшем» очаге землетрясения. Это полностью согласуется и с классическим порядком перечисления трех составляющих прогноза. Однако некоторые прогнозисты считают, что можно обойтись и без прогноза места, ограничившись лишь приблизительными прогнозами силы и времени. Дающие такие прогнозы очевидно забывают о том, что любой прогноз времени сильного землетрясения без указания точного места его реализации всегда оп-

* Публикуется в порядке обсуждения

равдается, так как Землю ежегодно сотрясают около 20 сильных и сильнейших землетрясений и поэтому с ошибкой во времени примерно в месяц всегда можно безошибочно прогнозировать на Земле сильное землетрясение.

Следует отметить, что соображения о приоритете прогноза места очага готовящегося землетрясения в решении этой проблемы были высказаны очень давно.

Вот что по этому поводу еще в позапрошлом веке было написано первым российским сейсмологом А.П. Орловым: «так как земная кора потрясается не только ежегодно, но даже ежемесячно, ежесуточно, а может быть даже и ежечасно в том или другом месте, а поэтому всякое предсказание на будущее время, при неопределённости указания места относительно землетрясения, исполнится непременно» (Орлов, 1887, с. 28).

Г.П. Горшков в книге, посвящённой Александру Петровичу Орлову, придал этим соображениям более категоричный оттенок: «Можно ещё подкрепить аргументацию А.П. Орлова современными сведениями: по мере развития сейсмической службы количество регистрируемых землетрясений быстро возрастает, и указание момента будущего землетрясения без указания места явно теряет смысл» (Горшков, 1955, с. 45).

Таким образом, мы имеем все основания говорить о том, что практический интерес может иметь лишь прогноз силы и времени разрушения совершенно конкретного готовящегося очага землетрясения, местоположение которого точно известно, то есть прогноз места этого очага уже осуществлен. Вот здесь и начинаются проблемы – дело в том, что с помощью реализуемой в настоящее время стратегии прогноза землетрясений определить точное местоположение очага землетрясения невозможно (Певнев, 2003; 2007). Попробуем обосновать это неутешительное утверждение.

Как известно, существующая методология решения проблемы прогноза землетрясений базируется не на обнаружение прямых признаков, прямых указателей того, что в данном конкретном объеме горных пород идет процесс подготовки очага землетрясения, а на определение местоположения такого очага методами решения обратных задач по набору разрозненных аномалий в различных полях.

Предполагалось, что так можно будет определять точное местонахождение готовящегося очага землетрясения и отслеживать происходящие в нем процессы. Априори было принято, что благодаря таким исследованиям можно будет установить детерминированные функциональные зависимости между исходными данными (указанными аномалиями) и искомым решением (источником этих аномалий – готовящимся очагом землетрясения), отвечающие условиям корректно поставленной задачи. Однако результаты длительных и интенсивных исследований опровергли эти ожидания – проблема находится в тупике. О современном кризисе в проблеме прогноза землетрясений сказано и написано уже достаточно.

Почему же рассматриваемая методология непригодна для решения проблемы прогноза землетрясений?

Есть веские основания считать, что одну из главных причин рассматриваемого кризиса следует искать в особенностях строения и других характеристиках реальной геолого-геофизической среды сейсмогенного слоя земной коры, в которой зарождаются, созревают и разрушаются очаги коровых землетрясений. Если бы эта среда была идеальной, то есть однородной, изотропной и сплошной, то обратные задачи, нацеленные на обнаружение готовящихся очагов землетрясений может быть и были бы корректно поставленными задачами и поэтому позволили бы определять детерминистские функциональные зависимости между исходными данными (измеряемыми аномалиями в различных полях) и искомым решением – очагом землетрясения. Но реальная геолого-геофизическая среда таковой не является. Это – и не однородная и не изотропная, и к тому же разбитая на блоки разной крупности, раздробленная не сплошная среда.

Второй главной причиной кризиса является отсутствие надежных фильтров, позволяющих производить выборку аномалий, порождаемых только лишь исследуемым очагом. Есть основания полагать, что, согласно принципу суперпозиции, аномалии, наблюдаемые в различных геофизических полях, являются суммарной величиной, вклад в которую вносит широкий спектр различных процессов – в первую очередь деформационных. В этот список можно включить сейсмические процессы: подготовка очагов землетрясений, а также различные фоновые процессы – локальные, региональные и глобальные. Можно полагать, что среди глобальных процессов определяющими являются деформационные процессы, порождаемые неравномерным вращением Земли. В настоящее время нет возможности определить влияние на аномалию каждого из этих процессов, но, и самое главное, из фиксируемых аномалий достоверно выделить только те, которые порождаются тем или иным готовящимся очагом землетрясения.

Таким образом, можно говорить о том, что анизотропия и разномасштабная кусковатость горных пород земной коры, их механические и структурные неоднородности, существенное влияние жидкой фазы на прочность горных пород (эффект Ребиндера), а также отсутствие фильтров для достоверной выборки аномалий, порожденных исключительно исследуемым очагом, переводят предполагавшуюся априори корректность обратных задачи в разряд абсолютной некорректности. Именно это и не позволяет устанавливать искомые однозначные функциональные зависимости, то есть точно локализовать источник порождения различных аномалий – готовящийся очаг землетрясения.

Правомерность изложенных соображений подтверждена и экспериментально – долговременные интенсивные исследования, нацеленные на решение проблемы методикой «аномалий», закончились безрезультатно – проблема находится в тупике.

Многие причину «неуспеха» стратегии аномалий видят в дефектах наблюдательных систем – их разреженности. Полагают, что стратегия аномалий заработает, если прогнозная система будет существенно сгущена. Представление о том, что исключить влияние указанных причин, то есть некорректную задачу перевести в разряд корректно поставленных задач можно существенным сгущением пунктов наблюдений, является заблуждением. Это наглядно продемонстрировало непредсказанное Калифорнийское землетрясение 1989г., которое произошло в середине самой густой в мире наблюдательной сети.

Вот что о возможностях «количественного» решения проблемы прогноза в свое время было написано академиком В.И. Кейлис-Бороком:

«Долгое время работы по прогнозу землетрясений ориентировались в основном на расширение системы наблюдений. Калифорнийское землетрясение наглядно показало нам, насколько этого недостаточно. Оно произошло в середине самой мощной в мире наблюдательной сети, с тысячами датчиков, телеметрией, полной компьютеризацией» (Кейлис-Борок, 1989).

Таким образом, несостоятельность используемой в настоящее время стратегии «аномалий» (метод обратных задач) для решения проблемы прогноза землетрясений можно считать доказанной.

Исторический аспект формирования представлений о возможностях геодезического метода в обнаружении очагов готовящихся землетрясений

А был ли выбор стратегии аномалий неизбежным? Для поиска ответа на этот вопрос совершим краткий экскурс в историю – вернемся примерно на 120 лет назад, когда впервые были высказаны соображения о целесообразности использования метода повторных геодезических измерений для изучения сейсмических процессов. Эти соображения принадлежат выдающемуся русскому ученому, геологу и сейсмологу И.В. Мушкетову. Ещё в 1887 году, сразу после Верненской сейсмической катастрофы, им для указанных целей был проложен нивелирный ход от г. Верного (Алма-Ата) до берегов озера Иссык-Куль. Вот как в

описании программы работ экспедиции, изучавшей последствия Верненского землетрясения, было изложено И.В. Мушкетовым назначение этого нивелирного хода:

«Топографу Рафаилову поручалась нивелировка от г. Верного через два хребта: Заилийский и Кунгей-Алатау до озера Иссык-куль (около 150 верст), а также тригонометрическое определение высоты некоторых выдающихся вершин. Нивелировка эта, имея важное значение для составления точного геологического разреза через два хребта, вместе с тем послужит основанием для будущих определений изменений высоты гор» (Мушкетов, 1903, с. 3).

По настоянию И.В. Мушкетова в 1900 г. были выполнены повторные триангуляционные измерения в эпицентральной зоне Ахалкалакского землетрясения 1899 г. Вот что по этому поводу написали его ученики В.Н. Вебер и П.Е. Воларович:

«Проф. Мушкетов поднял вопрос об изменении координат тригонометрических пунктов после землетрясений и поэтому ходатайствовал перед начальником Кавказского Военно-Топографического Отдела о производстве поверочной триангуляции в Ахалкалакском уезде, что и было исполнено летом 1900 г. Свое пожелание о производстве повторных определений географических пунктов Иван Васильевич высказал ещё в своей монографии о Верненском землетрясении 28-го мая 1887 г., но производство поверочной триангуляции после землетрясений впервые в России было сделано только для Ахалкалакского землетрясения 19-го декабря 1899 г. Хотя поверочная ахалкалакская триангуляция и не обнаружила особенно резких изменений координат, однако всё-таки возможность таких измерений отрицать нельзя, поэтому, надо надеяться, что идея проф. И.В. Мушкетова найдёт себе применение при изучении русских землетрясений» (Мушкетов, 1899, с. VIII).

Следует отметить, что Ахалкалакская триангуляция и не могла обнаружить «особенно резких изменений координат», так как это землетрясение было землетрясением средней силы с магнитудой всего лишь около 5,4 (M=5,4), а, как теперь известно, при такой магнитуде смещения по разлому составляют не более 10 см, в то время как точность определения координат пунктов триангуляции в то времена была намного грубее.

К сожалению, блестящий научный путь И.В. Мушкетова был прерван ранней смертью в 1902 г., но его идея использования повторных геодезических измерений для изучения землетрясений вскоре была блестяще реализована в США в начале 20-го века.

В 1906 г. в Калифорнии случилась сейсмическая катастрофа (M=8,4), при которой общая длина при землетрясении участка разлома Сан-Андреас исчислялась сотнями километров (более 400 км), а взаимные смещения смежных бортов разлома измерялись метрами (до 6 м). После землетрясения были выполнены повторные триангуляционные измерения на обширной территории, полностью и с большим запасом перекрывшей его эпицентральную зону. Результаты этой работы превзошли все ожидания: благодаря внушительным размерам деформированного землетрясением участка земной поверхности и её значительным смещениям даже при редком расположении пунктов триангуляции удалось достоверно определить действительные величины их смещений на различных расстояниях от разлома. Именно эти геодезические данные и были основой предложенной Г.Ф. Рейдом «Теории упругой отдачи». Рейд установил, что при подготовке очага землетрясения прямые деформационные признаки проявляются на земной поверхности и что их можно непосредственно отслеживать методом повторных геодезических измерений. Ниже приведены его взгляды на место и возможности геодезического метода в проблеме прогноза землетрясений.

«Так как разрыв не может возникнуть без предварительно накопленных напряжений, то просто нужно выбрать метод для обнаружения накапливающихся напряжений с тем, чтобы заранее знать, что готовится землетрясение. Разрыв произойдет

вдоль линии наибольших напряжений или вдоль какого-нибудь старого разлома, где породы более слабые. Сдвиговое напряжение, необходимое для разрыва гранита, заключено между величинами 1/2000 и 1/1500, или возможно немного более, что легко измеримо.

Если в регионе, где были землетрясения, мы установим ряд столбов, скажем через один километр, под прямым углом к предполагаемой или известной линии разлома и если мы будем время от времени измерять направления линий, их соединяющих, и их различия высот, то по их изменениям мы обнаружим накапливающиеся напряжения. Если напряжения станут достаточно большими, мы будем ждать землетрясение, а местоположение наибольшего напряжения или расположение старого разлома будет местом, где может произойти землетрясение. Повторение точных геодезических измерений выявит относительные смещения различных пунктов и таким образом покажут есть ли накопление напряжений, но пунктов обычно бывает недостаточно для обнаружения местоположения наибольших напряжений» (Reid, 1909, p. 5).

Следует подчеркнуть, что с момента этой публикации прошло уже 100 лет!

Вызывает удивление и восхищение гениальная догадка Г.Ф. Рейда о действительных возможностях геодезического метода в решении проблемы прогноза землетрясений, которая позволила ему первому предложить научно обоснованную стратегию обнаружения очагов готовящихся землетрясений методом решения прямой задачи.

Следует отметить, что в «Теории упругой отдачи» есть лишь одна принципиальная ошибка, допущенная Г.Ф. Рейдом при определении вида деформационного признака подготовки очага землетрясения. В результате ошибочных логических рассуждений и неудачного лабораторного эксперимента он пришел к выводу, что сейсмогенная деформация должна быть деформацией однородного сдвига, тогда как в действительности эта деформация является деформацией изгиба (Певнев, 2003).

О принципиальных ошибках в выводах о реальных деформациях земной поверхности, возникающих из-за формальных подходов при анализе результатов геодезических измерений

Судя по публикациям (Рихтер, 1963) американскими геодезистами были сделаны попытки реализовать эту возможность на разломе Сан-Андреас, но сделано это было крайне неудачно: не были созданы специальные геодезические построения и, к тому же, делалась ставка на очень быстрое получение положительного ответа, в то время как такие исследования должны рассчитываться на десятки и более лет. Вполне естественно, что все это закончилось дискредитацией прекрасной идеи. Вот как это описано известным американским сейсмологом Ч.Ф. Рихтером.

«Из приведенных схем (схем упругой отдачи. А.П.) следует, что перед сильным землетрясением на поверхности должны нарастать деформации. Это можно было бы обнаружить, проводя частые повторные триангуляции. Предполагалось, что имеющиеся геодезические данные действительно указывали на подобные смещения, происходившие до 1906 г. Поэтому в Калифорнии проводилось много триангуляций, но в целом смещения отмечались лишь после землетрясения, а не до него. Ложная тревога поднялась в 1925 г., когда после предварительной редукции геодезических данных обнаружили, что пик Гавиота к западу от Санта-Барбары сместился примерно на 25 футов. Это привело к зловещим предсказаниям о неизбежности сильного землетрясения, но заподозренные смещения рассеялись, когда были подведены окончательные итоги триангуляционных работ.

Так случалось не один раз. Люди, ведущие геодезическую съемку в поле, приходили к убеждению, что обнаружены систематические смещения; однако после редукции наблюдений в Вашингтоне выяснялось, что эти смещения находятся в пределах погрешности. Возникло подозрение, что полученные результаты могли быть обусловлены методом редукции наблюде-

ний, при котором наблюдаемая невязка разбрасывается равномерно, благодаря чему влиянием сравнительно больших смещений в одной или двух точках можно пренебречь, если предположить, что они накопились за счет малых вариаций. С другой стороны, если принять результаты, как они есть, то получается, что любые ранние медленные смещения проявляются только на глубине и что наблюдаемые смещения происходят только при действительном разрыве, когда он распространяется до поверхности, Но такое объяснение нельзя считать удовлетворительным» (Рихтер, 1963, с.182-183).

Очевидно, это противоречие между измеренными в поле и уравненными в камеральных условиях данными явилось результатом формального подхода геодезистов к оценке выполненных измерений – любое расхождение в полученных результатах, превосходящее определенный предел считается ошибкой измерений. Это напоминает ситуация с «ребенком, которого выплескивают вместе с водой». В нашем случае «ребенок» – это бесценные, непосредственно измеренные деформационные предвестники землетрясения.

Таким образом, началом кризиса в проблеме прогноза землетрясений можно считать предпринятые в начале века американскими учёными неудачные попытки реализовать на практике идеи Г.Ф. Рейда. Это неудачное начало привело к печальным последствиям: упустив возможность обнаруживать непосредственный деформационный предвестник методом решения прямой задачи, исследователи направили все усилия на реализацию проблемы прогноза методом решения обратных задач.

Очевидно, синдром неуспеха у американских ученых был настолько силен, что и теперь геодезические построения на сейсмогенных разломах США рассчитаны на что угодно, но только не на обнаружение мест готовящихся очагов землетрясений. Можно почти не сомневаться в том, что на сегодняшний день это является единственной причиной отсутствия точного прогноза мест подготовки сейсмических катастроф в Калифорнии.

Ярким примером сказанному являются случившееся неожиданным разрушительное землетрясение в Сан-Франциско в 1989 г. и полностью провалившийся широко разрекламированный прогноз в Паркфилде; такое положение с прогнозом будет сохраняться до тех пор, пока американские учёные не изменят свое отношение к геодезическому методу и не заставят служить прогнозу землетрясений сильные стороны этого метода. В свое время я призывал американских геодезистов из Геологической службы США (занимающихся прогнозом землетрясений) вернуться к реализации идей «Теории упругой отдачи», но получил удивительный ответ – прогноз землетрясений «мы делаем рутинным способом». Все это было бы крайне смешно, если бы не было так печально.

Можно считать, что одним из очень печальных последствий паркфилдского эксперимента является то, что он в очередной раз подорвал у американских ученых (и не только у них) веру в возможность осуществления прогноза землетрясений.

Итак, мы имеем все основания полагать, что ошибочному выбору стратегии аномалий способствовали два обстоятельства: крайне неудачная попытка американских геодезистов решать проблему прогноза землетрясений методом прямых задач, приведшая к дискредитации этого метода, а также скудные в те времена знания о строении и свойствах реальной геолого-геофизической среды.

Дискредитация американских исследователей «Теории упругой отдачи», конечно же, не могла остаться незамеченной прогнозистами других стран. Чего только не придумывали и не придумывают до сих пор некоторые ученые, пытаясь доказать неправомерность «Теории упругой отдачи». В качестве примера приведем крайне впечатляющие соображения по этому вопросу известного новозеландского сейсмолога Дж.А. Эйби:

«Теория упругой отдачи, безусловно, дает удовлетворительное объяснение деформациям, которые можно наблюдать на

поверхности земли, однако исследование разломов на поверхности мало что говорит нам об условиях в очаге, которое даже в случае самых неглубоких толчков находится на глубине нескольких километров. Возможно, что бóльшая часть энергии высвобождается не от разрядки упругих напряжений, а от чего-то другого, и разломы на поверхности – лишь одна из форм сейсмических нарушений. В начале 60-х годов так считали многие новозеландские сейсмологи и с ними соглашались некоторые их японские коллеги. В течение нескольких десятилетий сейсмологи Европы и Америки занимались проблемами, к которым механизм землетрясений не имел никакого отношения или фигурировал как побочный вопрос; видимо, рассмотрение серьёзных физических возражений против этой теории было упущено из виду» (Эйби, 1982, с. 101).

Следует отметить, что вышеизложенные соображения Дж.А. Эйби о том, что наблюденные деформации на поверхности земли «мало что говорит нам об условиях в очаге» не соответствует действительности.

Дело в том, что очаги коровых землетрясений располагаются в верхнем, так называемом, сейсмогенном слое земной коры, мощность которого не превышает 15-20 км. Земная поверхность является верхней границей этого слоя а, следовательно, и верхней границей очагов, готовящихся в этом слое сильных землетрясений, и поэтому она участвует в происходящих в очаге деформационных процессах. Эти соображения находят полное подтверждение в геодезических и сейсмологических экспериментальных данных (рис. 1, 2, 3).

Возможности геодезического мониторинга в осуществлении точного прогноза места и максимально возможной силы готовящегося землетрясения

На рис. 1 представлены данные повторных триангуляций, выполненных в эпицентральных зонах после случившихся сильных землетрясений.

Вертикальные линии – сейсмогенные разломы, по которым произошли горизонтальные подвижки при землетрясениях. Зафиксированные смещения пунктов триангуляции показаны точками; масштаб смещений показан на вертикальной оси. На горизонтальной оси отложено расстояние этих пунктов от разлома.

На всех пяти графиках прослеживается одна и та же закономерность – смещения максимальны вблизи разлома и очень быстро (экспоненциально) убывают с удалением от него. Причина появления указан-

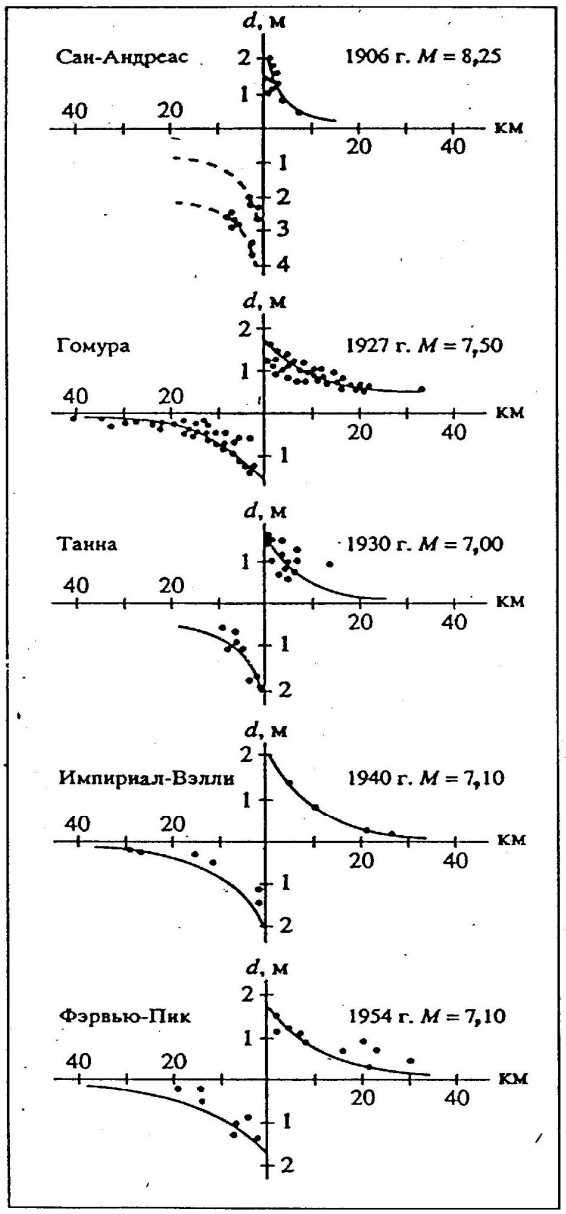


Рис. 1. Реальное распределение смещений пунктов триангуляции (d) в зонах сейсмогенных разломов при сильных коровых землетрясениях в зависимости от удаления геодезических пунктов от разломов

ной закономерности смещений пунктов триангуляции демонстрируется рис. 2.

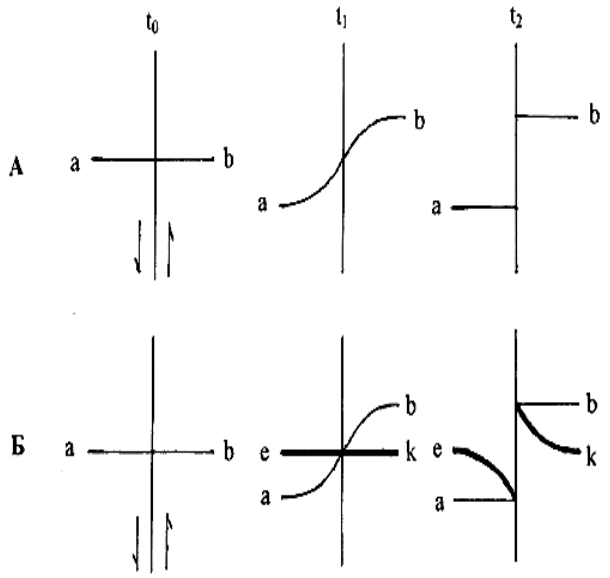


Рис. 2. Объяснение явления экспоненциального распределения смещений геодезических пунктов в эпицентральных зонах сильных коровых землетрясений: А – участок сейсмогенного разлома в моменты времени t_0, t_1, t_2; Б – то же, что и А, но добавлен геодезический профиль ek

На рис. 2А показан один и то же участок сейсмогенного разлома (вертикальная линия) в три момента: t_0, t_1 и t_2, соответствующих различным напряженным состояниям горных пород. Направление тектонических смещений на разломе показаны стрелками. Момент t_0 – в горных породах отсутствуют сейсмогенные напряжения, что показано прямой ab. Момент t_1 – горные породы предельно упруго напряжены: кривая ab. Момент t_2 – положение горных пород после землетрясения; сейсмогенные напряжения сняты, горные породы распрямились в два прямолинейных отрезка.

Рис. 2Б отличается от рис. 2А лишь тем, что в момент t_1 добавлена прямая ek, представляющая собой прямолинейное геодезическое построение (геодезический профиль).

С рассматриваемых нами позиций наибольший интерес представляет положение и форма нарисованной нами прямой ek (геодезический профиль) в момент t_2. Как видно из рисунка они совершенно соответствуют экспериментальным кривым рис. 1, что однозначно подтверждает наши соображения о возможности отслеживать на земной поверхности процесс накопления сейсмогенных деформаций в готовящемся очаге сильного корового землетрясения.

Кроме того, данные рис. 1 говорят о том, что в приведенных на этом рисунке случаях исходные триангуляционные измерения были выполнены над уже готовящимися очагами землетрясений, то есть в них уже были накоплены сейсмогенные напряжения. Если бы это было не так, то первоначально прямолинейный геодезический профиль при землетрясении был бы лишь разорван на линии разлома, но не испытал никаких искривлений, а представлял бы собой два прямолинейных отрезка, аналогичных поведению горных пород в момент t_2.

Таким образом, имеющиеся данные повторных геодезических измерений в эпицентральных зонах сильных коровых землетрясений убедительно свидетельствуют в пользу того, что процесс подготовки очага корового землетрясения затрагивает и земную поверхность. Как уже отмечалось выше в этом нет ничего удивительного, так как она является верхней границей сейсмогенного слоя земной коры – самого верхнего слоя земной коры мощностью 10-25 км.

Рис. 3 подтверждает участие поверхности земли в процессе подготовки очага землетрясения. Из рисунка однозначно следует, что после землетрясения упругие напряжения снимались, а, следовательно, до землетрясения накапливались лишь в самой верхней части земной коры и что наиболее однородное поле афтершоков занимает интервал глубин непосредственно от земной поверхности до десяти километров.

Эти экспериментальные данные являются наглядным и убедительным подтверждением того, что процесс накопления сейсмогенных деформаций распространяется и на земную поверхность.

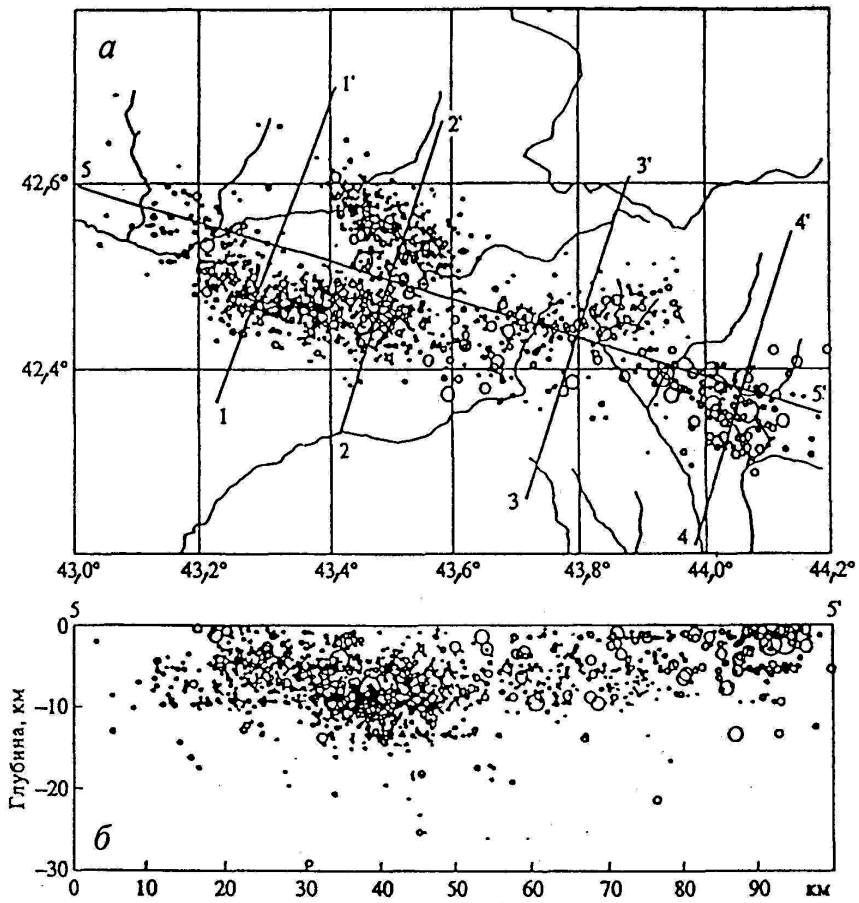


Рис. 3. Карта эпицентров Рачинского землетрясения (а) и вертикальный разрез по линии 5-5`(б) (Арефьев и др., 1993): на секущую плоскость спроецированы все сейсмические события за афтершоковый период; глубина основного толчка 10 км

Итак, имеющиеся экспериментальные данные (геодезические и сейсмологические) с полной определенностью свидетельствуют о несостоятельности попыток «новозеландских, некоторых японских» и других сейсмологов найти альтернативу «Теории упругой отдачи» («Возможно, что бóльшая часть энергии высвобождается не от разрядки упругих напряжений, а от чего-то другого… рассмотрение серьёзных физических возражений против этой теории было упущено из виду», Эйби, 1982, с. 101).

Есть все основания считать, что время решило спор в пользу «Теории упругой отдачи», согласно которой землетрясение является актом разрядки накопленных упругих напряжений в локальном объеме земной коры, а не «от чего-то другого». К сожалению, попытки найти «что-то другое» предпринимаются и в настоящее время, что, конечно же, способствует живучести мифа о невозможности решения проблемы практически значимого прогноза землетрясений.

Следует отметить, что вышеизложенное ярко иллюстрирует то, как можно неудачно поставленным экспериментом опорочить прекрасную идею и тем самым способствовать выбору ложного пути для решения животрепещущей проблемы. Формальный подход американских геодезистов к анализу геодезических измерений сыграл роковую роль в решении проблемы. Это еще один наглядный пример трудностей пути познания.

Итак, можно полагать, что осуществляемая в настоящее время методология решения проблемы прогноза землетрясений принципиально непригодна для этих целей. Именно поэтому осуществить проблему прогноза землетрясений методами решения обратных задач не представляется возможным, что и подтверждается длительными, и в некоторые периоды очень интенсивными (СССР, США – Паркфилд, Япония), комплексными исследованиями, осуществляемыми по указанной ме-

тодологии.

Означает ли это тупик в решении рассматриваемой проблемы? Отнюдь нет, так как осуществление прогнозов места очага сильного корового землетрясения и его максимальной силы возможно решением прямых задач, благодаря открытию действительного вида деформационного признака подготовки очага землетрясения.

Выполненными исследованиями было установлено, что искомым признаком подготовки очага землетрясения является накапливаемый во времени по экспоненциальному закону и, следовательно, закономерный упругий изгиб горных пород в этом очаге (Певнев, 1988).

Причины зарождения, созревания и разрушения очагов коровых землетрясений в тех или иных участках разломов обуславливаются или полным прекращением или существенным уменьшением тектонических смещений на этих участках. Г.А. Гамбурцев такие участки назвал «спайками»; чем длиннее такая «спайка», тем больше сейсмической энергии она способна накопить (Гамбурцев, 1982).

Что касается закона распределение упругих смещений горных пород в очаге землетрясения, то оно определяется следующим уравнением:

$$d=De^{\alpha x}, \qquad (1)$$

где d – величина упругого смещения рассматриваемой точки земной поверхности; x – удаление этой точки от разлома; D – максимальное упругое смещение на разломе ($x=0$); α – параметр, характеризующий упругие свойства горных пород в очаге (Магницкий, 1965).

Выше было показано, что при подготовке сильных коровых землетрясений регулярное изгибание испытывает и земная поверхность над очагом, являющаяся его верхней границей. Именно участие земной поверхности в процессе подготовки очага и открывает реальные возможности для обнаружения и отслеживания искомого прямого признака. Отслеживать процесс накопления сейсмогенных деформаций в очаге можно лишь с помощью геодезического метода, который обладает всеми необходимыми для этого разрешениями (Певнев, 2003; 2007).

Этим методом можно определять точное местонахождение и размеры зреющего очага землетрясения (его длину и ширину), то есть осуществлять два первых из трех прогнозов проблемы (где и какой силы), необходимых и достаточных для ее решения: прогноз места и прогноз максимально возможной силы будущего землетрясения.

Поясним сказанное с помощью рис. 4 и таблицы.

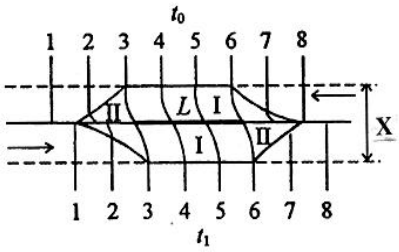


Рис. 4. Модель упругого деформирования земной поверхности над очагом готовящегося землетрясения (в момент t_1):
линии (1-1,...8-8) – геодезические профили, которые в момент зарождения очага (t_0) представляли собой сплошные прямые линии, в процессе подготовки очага были либо разорваны и смещены по разлому (1-1 и 8-8), либо и деформированы, и смещены (2-2 и 7-7), либо упруго деформированы над очагом (3-3,…6-6); I – зона сжатия; II – зона растяжения; L – линия прекращения смещений по разлому (спайка); X – ширина очага землетрясения

На рис. 4 показаны смещения и деформации прямолинейных геодезических прогнозных профилей в момент t_1, созданных в момент t_0 над очагом готовящегося землетрясения. Согласно этому рисунку длину очага L можно определить по виду деформируемых профилей; она соответствует расстоянию между полностью упруго деформируемыми частями профилей, оказавшихся в зоне действия очага. В нашем случае это профили 3-6. В концевых зонах очага профили испытывают и упругие деформации, и смещения (профили 2 и 7). За пределами очага профили испытывают лишь тектонические смещения (профили 1 и 8).

Таблица. Зависимость силы землетрясения (магнитуды M) от длины очага (L) и подвижки в очаге (D)

M	L, км	D, см
3	1,1	0,11
4	3,0	0,62
5	8,3	3,5
6	23	20
7	62	120
8	170	660
9	470	3800

Таким образом, рис. 4 представляет собой принципиальную схему возможностей геодезического мониторинга для точного прогноза местоположения готовящегося очага землетрясения и его размеров. Связи между размерами очага (его длиной L), силой землетрясения (его магнитудой M) и происходящей при землетрясении подвижкой в очаге (D), численно равной максимальному упругому смещению, накопленному в очаге к моменту землетрясения, приведены в таблице.

Следовательно, если с помощью геодезического мониторинга определить длину готовящегося очага землетрясения, то данные таблицы позволят установить какой магнитуде соответствует измеренная длина очага и таким образом определить землетрясение какой максимальной силы он может породить.

Итак, приведенная схема геодезического мониторинга позволяет осуществлять два прогноза – точный прогноз места готовящегося очага землетрясения и прогноз максимальной силы, которую способен породить исследуемый очаг.

О прогнозе времени землетрясения

Что касается прогноза времени землетрясения, то в отличие от прогнозов места и силы, которые можно осуществлять по указанным закономерностям, главным препятствием на пути его осуществления является незнание реальных закономерностей процессов разрушения очагов. А так как в настоящее время среди методов прогноза нет ни одного, способного достоверно определить эти закономерности, то единственно правильным решением поиска таких закономерностей является широкое комплексирование методов, то есть. создание специальных комплексных прогнозных систем.

Из смысла решаемой задачи следует, что такие комплексные системы должны иметь разрешения, достаточные для отслеживания в различных полях, тонкой структуры процесса разрушения горных пород в сейсмогенном слое земной коры.

В этой связи следует особо подчеркнуть значение заблаговременных осуществлений прогнозов места и силы готовящегося очага землетрясения для положительного решения прогноза времени его реализации. Только в этом случае открывается возможность проводить комплексные исследования не в случайно или недостаточно обоснованно выбранных местах, а непосредственно над реально существующим очагом готовящегося землетрясения, что позволит осуществлять регистрацию даже очень слабых и быстро затухающих с удалением от их источника аномалий, порождаемых этим очагом. В этом случае, еще даже и до установления законов разрушения очагов, можно рассчитывать на то, что коллективное поведение аномалий в различных полях явится достаточно объективным показателем приближающейся катастрофы и позволит своевременно принять необходимые меры безопасности.

Заблаговременное обнаружение готовящихся очагов землетрясений позволит создавать компактные комплексные системы наблюдений с разрешением достаточным для изучения тонкой структуры развития процессов разрушения в этих очагах, то есть для определения закономерностей протекания этих процессов. Таким видится прямой путь к прогнозу времени землетрясений.

Таким образом, в настоящее время появились реальные возможности для разработки последовательной, научно-обоснованной стратегии точного, практически значимого прогноза землетрясений методом решения прямой задачи.

Заключение

Современное кризисное состояние в решении проблемы прогноза землетрясений обусловлено объективными причинами – используемые для ее решения обратные задачи являются некорректными, не позволяющими осуществлять точный прогноз местоположения готовящегося очага землетрясения.

Ошибочному выбору стратегии аномалий способствовали два обстоятельства: неудачная попытка американских геодезистов решать проблему прогноза землетрясений методом прямых задач, приведшая к его дискредитации, а также скудные в те времена знания о строении и свойствах реальной геолого-геофизической среды.

Возможно ли в настоящее время решение проблемы практически значимого прогноза землетрясений? Да. Для этого надо использовать те преимущества геодезического метода, благодаря которым осуществляется прогнозирование места готовящегося очага землетрясения и его максимальной силы методами решения прямых задач.

Получить ответы на все три главных вопроса – где, какой силы и когда, можно только при разумном сочетании в решении проблемы прогноза землетрясений методов прямых и обратных задач.

После того как прямыми методами будет обнаружен готовящийся очаг землетрясения (прогноз места) и определены его размеры (прогноз силы) на нем нужно будет создавать систему комплексных очаговых наблюдений, рассчитанную в первую очередь на установление закономерностей проявления деформационных и других процессов на разных стадиях его разрушения. Это и позволит приблизить решение проблемы прогноза времени землетрясений.

Прогресс в решении проблемы прогноза землетрясений будет возможен лишь в том случае, если наряду со сбором различных аномалий будут начаты исследования, нацеленные на обнаружение прямых предвестников, прямых указателей того, что в данном конкретном объеме горных пород идет процесс накопления упругих сейсмогенных деформаций. Решить эту задачу можно с помощью специального геодезического мониторинга.

Литература

Арефьев С.С., Плетнев К.Г., Татевосян Р.Э., Борисов Б.А. и др. Рачинское землетрясение 1991 г.: результаты полевых сейсмологических наблюдений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1993. N3. С.12-23.

Горшков Г.П. Александр Петрович Орлов (из истории русской сейсмологии). М.: Изд-во АН СССР, 1955. 62 с.

Гамбурцев Г.А. Перспективный план исследований по проблеме «Изыскание и развитие методов прогноза землетрясений» // Развитие идей Г.А. Гамбурцева в геофизике: М.: Наука, 1982. С. 304-311.

Кейлис-Борок В.И. До аплодисментов еще далеко // Известия. № 307. 2 нояб.1989 г.

Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 380 с.

Мушкетов И.В. Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 г. // Тр. Геологического Комитета. 1890. Том X. N 1. 154 с.

Мушкетов И.В. Мат. по Ахалкалакскому землетрясению 19 дек. 1899 г. // Тр. Геологического Комитета. Новая серия. Вып. 1. С-Петербург: Геолкома, 1903. 80 с.

Научное наследие Г.А. Гамбурцева и современная геофизика. М.: ОИФЗ РАН, 2003. 380 с.

Орлов А.П. Землетрясения и их соотношения с другими явлениями природы: заметки по поводу землетрясений 1887. Казань, 1887. 170 с.

Певнев А.К. Пути к практическому прогнозу землетрясений. М.: ГЕОС, 2003. 153 с.

Певнев А.К. Прогноз землетрясений – геодезические аспекты проблемы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. N 12. С. 88-98.

Певнев А.К. Что мешает решить проблему прогноза землетрясений // Землеустройство. 2007. № 11. С. 63-70.

Рихтер Ч.Ф. Элементарная сейсмология. М.: Изд-во иност. лит-ра, 1963. 670 с.

Эйби Дж.А. Землетрясения. М.: Недра, 1982. 264 с.

Reid H.F. Some Lesson of the California Earthquake and the Prediction of Earthquakes. C. R. Assoc. Internat. Seismol. Zermat. 1909. P. 5.

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.

МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
«Пятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича.

Член-корреспондент РАН, основатель Института геофизики УрО РАН Ю.П. Булашевич (1911-1999) был одним из немногих «универсальных» учёных-геофизиков, внесших значительный вклад в развитие различных направлений геофизики (радиометрия, ядерная геофизика, геотермия, магнитометрия, электрометрия, геодинамика). Закономерно, что основная идея геофизических чтений его памяти – обсуждение широкого круга проблем фундаментальной геофизики и региональных геофизических исследований с целью познания общих законов развития Земли и совершенствования методов поиска и разведки полезных ископаемых.

Пятые научные чтения Ю.П. Булашевича, которые проводились в Екатеринбурге с 6 по 10 июля 2009 года были посвящены рассмотрению исследований традиционных для творчества Ю.П. Булашевича: геофизические исследования глубинного строения земной коры, геодинамики, теплового поля Земли и интерпретации геофизических полей. Представлены новые научные и практические разработки в области глубинного строения и физики твердой Земли, а также новые методы исследований и гипотезы, основанные на новейших геофизических данных.

С российской стороны проект проведения конференции был поддержан грантом РФФИ № 09-05-06032.

В состав Оргкомитета вошли: от ИГФ УРО РАН – член-корреспонденты РАН **П.С. Мартышко и В.И. Уткин**, от ИМ УрО РАН – член-корреспондент РАН **В.Н. Анфилогов**, от ИГФ НАН Украины – член-корреспондент НАН Украины **Р.И. Кутас**, председатель УрО ЕАГО **И.И. Глухих**, от ОИГГГМ СО РАН – д.г.-м.н. **А.Д. Дучков**, от ИГГ НАН Белоруссии – д.г.-м.н.**В.И. Зуй**, от ВСЕГЕИ МПР – д.г.-м.н. – **С.Н. Кашубин**, от УГУ г.Ухта – **А.И. Кобрунов**, от ВИРГ-Рудгеофизика – д.ф.-м.н. **И.М. Хайкович**, от ГИН РАН – д.ф.-м.н. **М.Д. Хуторской**.

Проведение научных чтений Ю.П. Булашевича собрало исследователей различных геофизических и геологических специальностей, способствовав их дальнейшему сотрудничеству и проведению междисциплинарных исследований. В составе чтений были известные геофизики России и стран ближнего и дальнего зарубежья. На конференции было представлено более 100 докладов, из которых 70 – было доложено на сессиях конференции. География приглашенных докладчиков простиралась от Минска и Киева до Камчатки и Сахалина. Участвовало более 40 докторов наук, 48 кандидатов наук.

При проведении конференции придерживались уже оправдавшего себя принципа «неразделенных» направлений, то есть отсутствовали узконаправленные секции, доклады проводились в общем потоке, заинтересованным докладчикам было предоставлена возможность организации «круглых столов» для обсуждения конкретных вопросов. Сессии докладов были разделены по направлениям:

1) глубинное строение земной коры;
2) геодинамика; 3) сейсмологические исследования;
4) тепловое поле Земли;
5) интерпретация геофизических полей;
6) магнитометрические исследования; 7) электрометрические исследования.

Конференцию открыл своим вступительным словом Председатель Оргкомитета, член Научного совета по наукам о Земле при Президиуме УрО РАН член-корреспондент РАН П.С. Мартышко. Он отметил, что при увеличении числа конференций различной геологической направленности возрастает роль конференций геофизического профиля, на кото-

Участники пятых научных чтений памяти Ю.П. Булашевича

рых обсуждаются вопросы комплексного геолого-геофизического характера. К таким конференциям следует отнести «Чтения Ю.П. Булашевича».

Пётр Сергеевич отметил высокое значение конференций, посвященных выдающимся учёным, в плане преемственности поколений и привлечения в науку молодых кадров, и напомнил, что следующая конференция в 2011 году будет посвящена сразу двум событиям – 100-летию со дня рождения Юрия Петровича Булашевича и 175-летию геофизических измерений на Урале. Поэтому сегодняшняя конференция имеет особое значение. В заключение П.С. Мартышко пожелал участникам активно проводить совместные исследования с уральскими геологами и геофизиками и активнее участвовать в работе журнала «Уральский геофизический вестник», который является одним из немногих научных журналов, где обсуждаются вопросы современной геофизики.

Член-корреспондент НАН Украины Р.И. Кутас рассказал о роли Ю.П. Булашевича в развитии геофизической науки на Украине и поделился своими воспоминаниями о работе с Юрием Петровичем, который был научным руководителем его кандидатской диссертации. Р.И. Кутас передал уральским геофизикам привет от украинских коллег и выразил надежду на развитие сотрудничества между нашими институтами, на проведение совместных исследований.

Член-корреспондент НАН Украины Р.И. Кутас (Институт геофизики НАН) выступает с приветственным словом на открытии конференции

Директор Института геофизики УрО РАН, член-корр. РАН П.С. Мартышко и член-корр., Советник РАН, организатор и председатель чтений памяти Ю.П. Булашевича В.И. Уткин

Сопредседатель Оргкомитета член-корреспондент РАН В.И. Уткин в своем кратком выступлении пожелал участникам конференции плодотворной работы. Владимир Иванович сообщил участникам конференции о роли молодых ученых Института геофизики УрО РАН при подготовке и организации данной конференции. Он указал, что молодые учёные Института геофизики стали достаточно опытными организаторами научных форумов. Поэтому он предложил перевести его из разряда Председателя Оргкомитета в разряд «Почетного председателя Оргкомитета», что позволит ему в дальнейшем более продуктивно работать.

Последним с кратким словом приветствия выступил представитель Института геофизики НАН Белоруссии доктор наук В.И. Зуй. Он указал о роли подобных конференций в настоящее время, об их объединяющей роли для научного сообщества.

На пленарном заседании были обсуждены следующие доклады:

1. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Цидаев А.Г. – *«О комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических данных при построении региональных геолого-геофизических моделей».*

Показано, что центральной проблемой построения региональных геолого-геофизических моделей вдоль протяжённых сейсмических маршрутов, является выбор максимально устойчивых решений обратной задачи гравиметрии из семейства возможных эквивалентов. Поскольку обратная задача гравиметрии является некорректной: имеет неединственное решение и неустойчиво зависит от исходных данных, в работе предпринята попытка с помощью совместной интерпретации гравитационных и сейсмических данных (в рамках выбранных модельных представлений) построить геолого-геофизические модели, представляющие практический интерес. При этом комплексная интерпретация позволяет сузить класс возможных решений и повысить устойчивость к помехам. С использованием модифицированного авторами алгоритма локальных поправок построен пример практической интерпретации по ряду профилей северо-западной части Западно-Сибирской равнины, восстановлен рельеф глубинных структур, расположенных вне сейсмических профилей.

2. Кутас Р.И. – *«Геодинамическая и геотермическая обстановка в Крымско-Черноморском регионе».*

Р.И. Кутас показал, что накопленный в настоящее время большой экспериментальный материал свидетельствует о наличии тесной корреляции между активностью геодинамических процессов и плотностью теплового потока. Особенно однозначно эта взаимосвязь проявляется в зонах молодой тектонической активности и выражается она в разнообразных формах. К таким зонам относится альпийский складчатый пояс и, в частности, Крымско-Черноморский регион, как его составляющая. Формирование Черноморской мегавпадины и большинства структур ее обрамления началось в конце мезозоя и продолжается в

настоящее время. Черноморская мегавпадина образовалась как задуговый бассейн в конце мела. На уровне фундамента она состоит из двух впадин – Западно- и Восточно-Черноморской, разделенных валами Андрусова и Архангельского, составляющих Центрально-Черноморское поднятие. Образование бассейна сопровождалось растяжением и утонением литосферы, погружением земной коры и накоплением мощного слоя осадков от меловых до современных. Мощность осадков в Западно-Черноморской впадине достигает 14-16 км, а в Восточно-Черноморской – 12-14 км. Показано, что весь рассматриваемый регион находится в условиях сложной системы сжимающих напряжений, обусловленных взаимодействием Афро-Аравийской и Евразийской плит. Субгоризонтальные перемещения пластин литосферы с юга на север или с юго-востока на северо-запад происходят одновременно с погружением глубоководной впадины в связи с охлаждением литосферы, которое сопровождается растяжением прибортовых зон на фоне регионального сжатия. На этот сложный ход погружения и взаимодействия блоков литосферы, обусловленных развитием термальных и тектонических процессов, накладываются сложные движения, вызванные физико-химическими явлениями в осадочной толще при уплотнении, литификации, дегидратации осадков и в кристаллической коре, и верхней мантии в связи с возможным преобразованием вещества при изменении термодинамической обстановки.

3. Шаров Н.В. с соавторами (В.А. Журавлев, В.В. Куликова, В.С. Куликов) представил обобщенный доклад, состоящий из двух сообщений*:*

а) «Глубинное строение земной коры Белого моря и континентального обрамления»;

б) «Некоторые вопросы палеореконструкции реликтов поверхностных докембрийских структур в свете интерпретации современных геофизических полей.»

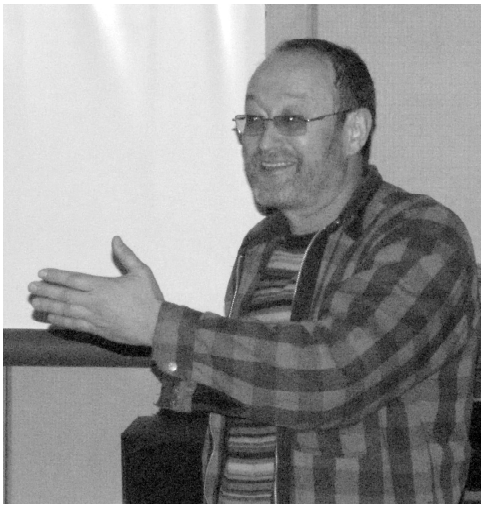
В докладе убедительно показано, что длительная история изучения докембрийского (людиковийского, орозирийского) вулканизма Центральной и Южной Карелии обусловлена широким распространением и сложным наслоением лавовых образований и осадочных толщ, перемежающихся с силлами и дайками, активной современной тектоникой и небольшим количеством изотопных возрастов пород. Выделяемые в палеопротерозойской истории Земли суперпериоды под названием орозирий и статерий характеризуются различными геодинамическими режимами. Выполненные рядом организаций в конце XX в. на территории российской части Фенноскандинавского щита фундаментальные геофизические работы, в том числе в исследуемом районе, опубликованы в ряде крупных монографий и статей, и позволяют комплексно оценить исследуемую территорию с учетом новых данных. В настоящее время на территории Карелии выполнены масштабные сейсмические исследования земной коры. Проанализирован профиль Мяндусельга – Спасская Губа – Петрозаводск – Вознесенье (III-VIII), расположенный на западном берегу Онежского озера, длиной 190 км. В разрезе земной коры на этом профиле выделено и прослежено с различной степенью детальности восемь горизонтальных границ, соответствующих разделам сред с различными физическими свойствами. Наиболее четкими и устойчивыми являются границы Мохо: M_I и M_{II}, имеющие в волновом поле индивидуальные черты. Граница M_I, отождествляемая с поверхностью Мохоровичича, залегает на глубине 35-36 км на северо-западном участке профиля, в центре – 40 км и погружается до 42-45 км на юго-восточном участке в сторону г. Вознесенья. Границы обмена I, III-VI прослежены лишь отдельными отрезками небольшой протяженности. В пределах разломов M_I и M_{II} не выделены. К С-З и С-В от г.

Выступление Н.В. Шарова, профессора Института геологии КНЦ РАН (г. Петрозаводск)

Петрозаводска зафиксированы падающие навстречу друг другу две зоны разломов.

4. Профессор Ребецкий Ю.Л. представил обобщенный доклад, состоящий из двух сообщений: *«Структуры разрушения в глубине зон сдвигания»* и *«Разлом как особое тело в земной коре»*.

В докладах показано, что начиная с 20-х годов прошлого века для механизма горизонтального сдвигания предложено множество моделей из влажных глин, песка, парафина, в которых изучали структуры разрушения и деформирования. Установлена зависимость ориентации этих структур от того, в какой обстановке (дополнительное сжатие или растяжение) осуществляется сдвигание. Структуры горизонтального сдвигания вновь оказались в центре внимания поисковой геологии и геофизиков, т.к. выяснилось, что они контролируют локальное положение ловушек нефти и газа. Именно важные практические выводы теоретического вопроса о морфологии структур разрушения в глубине привели к необходимости ревизии всех предыдущих исследований в этой области. Показано, что при прогнозе структур разрушения участка осадочного чехла, подвергающегося сдвиговому режиму нагружения, следует выяснить специфику условий нагружения, разделяя сдвиг за счет движения боковых масс (неоднородный по латерали) и сдвиг за счет движения блоков фундамента (неоднородный по глубине).



Сообщение профессора Ребецкого Ю.Л. (Институт физики Земли РАН, Москва) о законах разрушения горных пород слушалось с большим интересом

Условия внешнего нагружения предопределяют место локализации разрушений и кулисообразный характер разрывов в зоне сдвигания. Кинематика разрывов и их морфология зависят от сочетания напряженных состояний, от внешнего условия нагружения и от внутренних – массовых сил. Поскольку по глубине эти факторы изменяют свою интенсивность неодинаково, то параметры разрывных нарушений по глубине разрезов должны изменяться. Учет этих положений важен для безопасной и эффективной эксплуатации месторождений. При рассмотрении особенностей формирования разломов показано, что нельзя представлять разлом как просто поверхность контакта двух смежных геологических блоков. Разлом сам является трехмерным геологическим телом, существенно отличающимся от консолидированных блоков не только по структурному строению, но и по вещественному. Его упрощенное представление в виде области повышенной разномасштабной деструкции существенно обедняет анализ. Районирование разломов тела по интенсивности структурно-вещественных преобразований может явиться источником оценки напряжений, ответственных за эти преобразования, а также эффективной прочности самих разломов, выделения признаков хрупкого или пластического поведения разлома.

5. Уткин В.И., Юрков А.К. выступили с докладом *«Прогноз землетрясений. Есть ли выход из тупика?»*

В докладе показано, что, несмотря на большой объем полученной на сегодня информации, следует признать, что в настоящее время можно считать решенной проблему долгосрочного прогноза землетрясений, но не решены главные проблемы физики землетрясения, что не позволяет осуществить краткосрочный прогноз и однозначно определить время, координаты и энергию сейсмического события. Подробно рассмотрены основные нерешенные вопросы физики землетрясений:

1) как возникают условия накопления значительной упругой энергии трещиновато-пористой средой, каковой являются горные породы;

2) какова причина сброса громадного объема энергии, который может происходить как единовременно, так и отдельными импульсами (серия землетрясений);

3) что может служить триггирующим воздействием, вызывающим как одиночные события, так и серию событий;

4) какова природа форшоковых и афтершоковых явлений, поскольку они не приводят к разрушению массива, как считалось до сих пор.

Решение этих вопросов предлагается в предположении о накоплении упругой энергии горными породами в виде деформации изгиба. В заключении предложена алгоритмическая схема организации процесса прогноза тектонических землетрясений.

6. Мухамедяров Р.Д, с соавторами (Гатауллин Р.Н., Харисов Р.И.) представил обобщенный доклад трех сообщений*:*

а) «Метод видеотепловизионной генерализации, основанный на многоспектральной съемке»;

б) «Метод видеотепловизионной генерализации и его аппаратно-методические основы»;

в) «Метод видеотепловизионной генерализации и его прикладное значение».

В докладе широко рассмотрены проблемы видеотепловизионной генерализации, математические решения, аппаратура и приложения для изучения строения земной коры. Несмотря на противоречивость представленных данных, в особенности при определении глубинного строения земной коры, доклад представляет несомненный интерес, поскольку представляет новую технологию, которую можно использовать при построении моделей строения земной коры.

При работе шести сессий из представленных докладов наибольшее внимание привлекли доклады: д.ф.-м.н., профессора Ю.В. Баркина, к.г.-м.н. О.В. Веселова, д.г.-м.н. А.М. Виноградова, геофизика ГС РАН А.А. Годзиковской, д.г.-м.н. Д.Ю. Демежко, д.ф.-м.н. А.С. Долгаля, д.ф.-м.н. А.Д. Дучкова, д.ф-м.н. В.И. Зуя, к.ф.-м.н. В.А. Корчина, д.ф.-м.н. В.Н. Кризского, к.ф.-м.н. А.В. Овчаренко, директора ООО фирмы «Космическая Технология» Д.Н. Тимофеева, д.ф.-м.н. Н.В.Федоровой, к.ф.-м.н. В.И. Французовой и многих других.

Во время конференции проходили неформальные обсуждения современных проблем геофизики: глобального потепления, прогноза тектонических землетрясений, геофизических методов разведки полезных ископаемых.

Проблемы теплового поля Земли обсуждают член-корреспондент НАН Украины Р.И. Кутас (в центре) и профессора: В.И. Зуй (Институт геофизики НАН Белоруссии) и Ю.В. Хачай (Институт геофизики УрО РАН)

При аналитических исследованиях анкет участников конференции отмечается очень высокий уровень докладов, широкий тематический диапазон, охватывающий современные тенденции настоящей геофизики. Очень много ярких содержательных докладов, расширяющих кругозор и понимание геофизической науки. Отмечается высокий уровень организации.

Некоторые впечатления участников о состоявшейся конференции:

– Р.И. Кутас (Институт геофизики НАН Украины, Киев): самые приятные. Хотел бы отметить особо многоплановость тематики, что позволяет определиться с положением научных исследований в области геофизики (прикладной и фундаментальной) на сегодняшний день. Конференция в отлично организованна, как в тематическом, так и организационном планах. Большое спасибо Оргкомитету и его руководству. Что касается Института геофизики УрО РАН, то для меня нет сомнения, что это был и остается выдающийся научный центр не только регионального, но и международного масштаба. В этом я еще раз убедился. По-моему, все доклады были оригинальны, и не хотелось бы давать не обоснованные оценки. Конференции для того и существуют, чтобы обменяться информацией и затем её оценить.

– Н.В. Шаров *(*Институт геофизики КФ РАН, Петрозаводск): самые благоприятные впечатления! Как постоянный участник чтений, могу утверждать, что конференция набирает авторитет, а число и состав участников возрастает. Уровень докладов – высокий. Приятно, что выступает молодёжь, да и организаторы – молодые учёные – бесспорно влияние уральской молодёжной геофизической школы.

– А.С. Долгаль (Горный институт УрО РАН, Пермь): отличная организация (начиная с рассылки циркуляров и приёма материалов, заканчивая собственно конференцией). Институт геофизики УрО РАН – вполне работоспособная, развивающаяся и эффективная в научном плане организация. Спасибо организаторам конференции!

– В.Л. Ломтев (Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск): широкий диапазон, демократичность обсуждения докладов, благожелательность, представлена молодёжь, выдержан регламент.

– О.В. Веселов(Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск): прекрасная организация, чёткое следование регламенту, представительное собрание коллег-геотермиков, широкий круг обсуждаемых проблем и сердечное уральское гостеприимство. Желаю долгих лет этим чтениям!

– А.В. Пугин (Горный институт УрО РАН, Пермь): считаю, что конференция состоялась на высоком научном и организационном уровне. Впечатления об Институте геофизики УрО РАН самое, самое положительное. Всегда приезжаю к вам как во второй дом, вторая Alma-mater. Большое спасибо всем организаторам и друзьям – сотрудникам института за прекрасную организацию и помощь в течение конференции. Всегда оставаться на данном уровне организации научных мероприятий, а Институту геофизики пожелать развития с ростом потенциала и увеличения научных идей!

– А.Г. Дьяконова (Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург): судя по количеству иногородних учёных конференция получила свой статус как одна из немногочисленных форумов, где можно обменяться мнениями по широкому кругу вопросов (от фундаментальных до разведочных), касающихся геофизических и геологических представлений о строении земных недр.

– Н.Н. Винничук (Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург): хочу выразить отдельные слова благодарности В.С. Дружинину за прекрасное информационное обеспечение экскурсии на Ганину Яму, который непосредственно принимал участие в исследованиях на месте захоронения царской семьи Романовых.

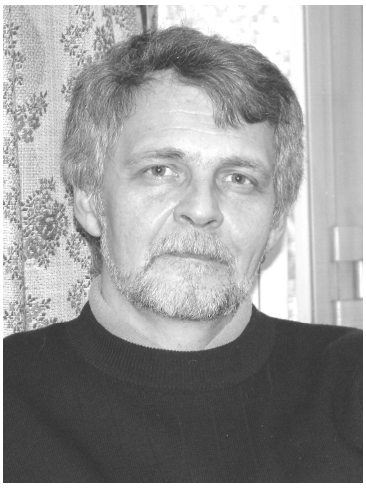
– А.Д. Дучков (Институт ГГМ СО РАН, Новосибирск)*:* конференция очень полезна в существующем формате. Даже для меня было много интересного, просто нового, новые методики. Особенно полезны встречи со своими коллегами. Хороших докладов, например, по термике, так много, что практически невозможно выделить из них лучшие. Хорошо бы увеличить продолжительность докладов, например, за счет увеличения продолжительности рабочего дня.

Следующую конференцию «VI чтения памяти Ю.П. Булашевича» решено провести в 2011 году. В Институте геофизики будет две памятных даты: 100 – летие со дня рождения основателя Института геофизики УрО РАН Ю.П. Булашевича и 175-летие начала систематических геофизических наблюдений на Урале. Есть надежда проведения этой конференции на таком же высоком уровне.

Н. Винничук

****

ЮБИЛЯРЫ



Шестого сентября – юбилейная дата ведущего научного сотрудника лаборатории ядерной геофизики, доктора геолого-минералогических наук

ДМИТРИЯ ЮРЬЕВИЧА ДЕМЕЖКО

После окончания Свердловского горного Института в 1981 г. Дмитрий Юрьевич работал в Зеленогорской экспедиции, в 1983-1985 гг. в качестве геофизика в Монгольской Народной республике. С 1986 г. его местом работы становится Институт геофизики: инженер, младший научный сотрудник, старший научный сотрудник, ведущий научный сотрудник, заведующий лабораторией. В настоящее время – ведущий научный сотрудник.

Первый цикл исследований Д.Ю. Демежко был связан с разработкой теории и методики управления качеством сортировки руд на основе ядерно-геофизического опробования. Основные приложения – оконтуривание и подсчет запасов при эксплуатационной разведке, крупно-порционная сортировка добытой руды в транспортных емкостях, сепарационная сортировка на конвейере – с успехом были внедрены на производстве. Полученные результаты защищены в кандидатской диссертации. В связи с остановкой работы ряда оборонных предприятий в 90-х годах Дмитрий Юрьевич сменил направление исследований и оказался у истоков планомерной организации палеоклиматических исследований в стране. Он разработал оригинальную методику и программное обеспечение интерпретации данных термического каротажа скважин для получения реконструкции истории термических условий поверхности.

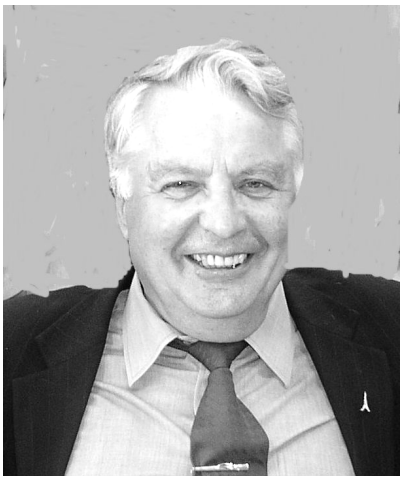
Д.Ю. Демежко были получены первые результаты для Урала, проведены сопоставления и обобщения результатов по Европейской части Евразии, развернуты исследования в Приморье, ведутся совместные работы с ведущими зарубежными и отечественными научными центрами исследования палеоклимата. Его монография, обобщающая этап исследований палеоклимата, оказалась первым в мире монографическим изданием по этому бурно развивающемуся разделу термики Земли и вызвала широкий интерес специалистов. Она стала основой содержания докторской диссертации, защищенной Дмитрием Юрьевичем в 2001 г.

Результаты исследований Д.Ю. Демежко, опубликованные более чем в 60 отечественных и зарубежных журнальных изданиях, широко цитируются.

Дмитрий Юрьевич является членом Научного совета РАН по проблемам геотермии, руководителем и исполнителем грантов РФФИ, Программ Президиума РАН, интеграционных проектов. Ведет активную преподавательскую работу в УГГУ.

Поздравляем Дмитрия Юрьевича с юбилеем! Желаем крепкого здоровья, новых научных достижений и успехов во всем.

****



20 сентября исполнилось 75 лет
ДРУЖИНИНУ ВЛАДИМИРУ СТЕПАНОВИЧУ – кандидату геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику лаборатории сейсмометрии Института геофизики УрО РАН.

Владимир Степанович окончил геофизический факультет Свердловского горного института в 1957 г. и с тех пор вся его жизнь неразрывно связана с геофизикой. Трудовую деятельность он начал геофизиком, затем главным инженером, главным геофизиком, начальником сейсмических партий Баженовской геофизической экспедиции. С 1989 по 2004 гг. – заведующий лабораторией сейсмометрии Института геофизики УрО РАН.

В.С. Дружинин широко известен в Российской Федерации и странах СНГ как крупный специалист в области изучения глубинного строения и сейсмичности Урала. Благодаря высокой организованности и работоспособности, умению быстро находить контакты с людьми, Владимир Степанович проявил себя как талантливый организатор и руководитель производственных и научных коллективов. Его способность постоянно генерировать новые плодотворные идеи постоянно привлекает к нему учеников и коллег.

К числу наиболее значимых относятся его работы по глубинным сейсмическим зондированиям (ГСЗ) на Урале. Им была усовершенствована и внедрена методика непрерывных профильных зондирований на Свердловском профиле при широком внедрении в комплекс ГСЗ докритических отражений, использовании промышленных взрывов в карьерах и шахтах. Впервые Дружининым В.С. были поставлены на Урале наблюдения отраженных волн в варианте массовых пространственных зондирований в районе предполагаемого заложения Уральской сверхглубокой скважины.

Владимир Степанович разработал новую методику профильно-площадных дифференциальных зондирований с комплексированием сейсмических методов: широкоугольные отраженные, преломленные волны и их поперечные аналоги, обменные волны удаленных землетрясений. По этой методике Баженовской геофизической экспедицией в дальнейшем были выполнены все исследования ГСЗ.

В последнее время В.С. Дружинин совместно с коллегами разработал методику создания объемных геолого-геофизических моделей строения верхней части литосферы Урала с использованием данных по профилям ГСЗ и гравитационного 2D и 3D-моделирования. На основе этой методики составлена объемная разломно-блоковая геолого-геофизическая модель верхней части литосферы М 1:1000000 и более детальная – М 1:500000 доюрского фундамента северо-западной части Западно-Сибирской равнины (59°-72° в.д., 60°-67°с.ш.). С привлечением дополнительных данных региональных профилей ОГТ была построена новая схема тектонического строения региона, выделены зоны развития промежуточных комплексов и площадей, перспективных на поиски углеводородов с позиции глубинного строения.

В.С. Дружинин автор и соавтор 240 научных работ, в том числе 4-х монографий. Среди его учеников – один доктор и четыре кандидата наук.

От всей души поздравляем Владимира Степановича с юбилеем и желаем ему доброго здоровья, счастья и активной творческой деятельности!

Друзья и коллеги

****

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Количество рисунков не должно превышать 6 на авторский лист.

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

Библиографические ссылки даются в соответствие с ГОСТом Р 7.05 2008.

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

Научное издание

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК № 2 (15)

Рекомендовано к изданию Ученым советом
Института геофизики УрО РАН

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

Подписано в печать 10.12.2009.
Формат 60x84 1/8 . Усл. печ. л. 9,26
Уч. - изд. л. 6,9. Тираж 300
Заказ № 63

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

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

Индекс 15608

Внимание читателей!

В ИНСТИТУТЕ ГЕОФИЗИКИ УРО РАН
С 2000 ГОДА ИЗДАЕТСЯ

« УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК »

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

- Рассчитан на широкий круг читателей: геофизиков и геологов, научных работников, инженеров, преподавателей, аспирантов и студентов.
- Периодичность – 4 номера в год.
- Индекс 15608.
- Свидетельство о регистрации: ISSN 1991-0223 от 26.07.2006 г.
- Своевременное оформление подписки через агентство “АРСМИ” или заказы в редакции института геофизики УРО РАН гарантируют Вам получение журнала. Возможно приобретение номеров журнала за прошлые годы.

Подписывайтесь, заказывайте и читайте
«Уральский геофизический вестник»