

## ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО НАУЧНЫХ ОРГАНИЗАЦИЙ

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН  
(ГЕОХИ РАН)

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта (ИФЗ РАН)

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт геологии рудных месторождений, петрографии,  
минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН)

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт экспериментальной минералогии РАН (ИЭМ РАН)

Петрофизическая комиссия Межведомственного  
Петрографического комитета при Отделении Наук о Земле РАН

## **ШЕСТНАДЦАТАЯ МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ "ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ"**

Москва, 28 - 30 сентября, Борок, 2 октября 2015 г.

### **МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ**

Москва  
2015

УДК 550.3:550.4:550:552:11  
ББК 26.0  
П 99

Шестнадцатая международная конференция  
"Физико-химические и петрофизические исследования в науках о  
Земле". Москва, 28 -30 сентября, Борок 2 октября 2015 г.  
Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2015. – 292 с.

ISBN 978-5-88918-025-8

Представлены материалы докладов, оглашенных на заседаниях  
тематических секций:

Физико-химические свойства пород и расплавов при высоких  
давлениях и температурах;  
Современные методы экспериментальных исследований;  
Космохимия;  
Изотопные равновесия;  
Петрофизика и ее роль в интерпретации геофизических данных и  
поиске месторождений полезных ископаемых;  
Петролого-геофизические подходы построения моделей состава  
и строения планетарных тел;  
Петрофизические и геодинамические исследования в интересах  
экологии;  
Проблемы вещественного анализа геоматериалов и продуктов  
экспериментальных исследований;  
Техника и методика экспериментов при высоких температурах и  
давлениях.

Финансовую поддержку проведению конференции оказали  
Федеральное агентство научных организаций и Российский фонд  
фундаментальных исследований.

Материалы докладов опубликованы в авторской редакции.

**ISBN 978-5-88918-025-8**

© ИГЕМ РАН, 2015

FEDERAL AGENCY FOR SCIENTIFIC ORGANIZATIONS

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytic Chemistry of RAS

Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS

Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy  
and geochemistry of RAS

Institute of Experimental Mineralogy of RAS

Petrophysical Commission of Petrographical Committee of RAS

**THE SIXTEENTH INTERNATIONAL CONFERENCE  
“PHYSICAL-CHEMICAL AND PETROPHYSICAL RESEARCHES  
IN THE EARTH’S SCIENCES”**

Moscow, September 28 – 30, Borok, October 2, 2015

**PROCEEDINGS OF THE CONFERENCE**

Moscow  
2015

УДК 550.3:550.4:550:552:11  
ББК 26.0  
П 99

The sixteenth international conference “Physical-chemical and petrophysical researches in the Earth’s sciences” Moscow, September 28 – 30, Borok October 2, 2015. Proceedings of the conference. Moscow: IGEM, 2015, 292 p.

ISBN 978-5-88918-025-8

The proceedings of the reports presented at the thematic sessions of the conference are presented:

Physical-chemical properties of rocks and melts under high temperatures and pressures;  
Modern techniques of experimental studies;  
Cosmochemistry;  
Isotopic equilibriums;  
Petrophysics and its role in interpretation of geophysical data and prospecting of mineral resources;  
Petrological-geophysical approaches to the modelling of the composition and structure of planetary objects;  
Petrophysical and geodynamic researches for the benefit of ecology;  
Problems of substantial analysis of geomaterials and experimental study products;  
Techniques and methods of experiments under high temperatures and pressures.

Financial support was provided by the Federal Agency for Scientific Organizations and Russian Foundation for Basic Research.

Proceedings of reports are published in author’s edition.

**ISBN 978-5-88918-025-8**

© IGEM RAS, 2015

## **ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ**

### *Председатели комитета*

Лебедев Евгений Борисович (ГЕОХИ РАН)  
Анисимов Сергей Васильевич (ГО Борок, ИФЗ РАН)  
Баюк Ирина Олеговна (ИФЗ РАН)  
Жариков Андрей Виленович (ИГЕМ РАН)  
Персиков Эдуард Сергеевич (ИЭМ РАН)

### *Члены комитета*

Алексеев Виктор Алексеевич (ГЕОХИ РАН, Черноголовка)  
Гриненко Владимир Алексеевич (ГЕОХИ РАН)  
Дмитриев Эльдар Михайлович (ГО Борок, ИФЗ РАН)  
Краснова Мария Александровна (ИФЗ РАН)  
Кронрод Виктор Александрович (ГЕОХИ РАН)  
Кусков Олег Львович (ГЕОХИ РАН)  
Ладыгин Владимир Михайлович (МГУ)  
Лобанов Константин Валентинович (ИГЕМ РАН)  
Михайлова Алла Владимировна (ГЕОХИ РАН)  
Редькин Александр Федорович (ИЭМ РАН)  
Чижова Ирина Александровна (ИГЕМ РАН)  
Цельмович Владимир Анатольевич (ГО Борок, ИФЗ РАН)

### *Консультативный комитет*

Аверин Вячеслав Васильевич (ИМЕТ РАН)  
Горбацевич Феликс Феликсович (ГИ КФ РАН)  
Кадик Арнольд Арнольдович (ГЕОХИ РАН)  
Литвин Юрий Андреевич (ИЭМ РАН)  
Павленкова Нинель Ивановна (ИФЗ РАН)  
Пэк Александр Арнольдович (ИГЕМ РАН)  
Керн Хартмут (Кильский университет, Германия)

## **Тематика конференции:**

### **Физико-химические свойства пород и расплавов при высоких давлениях и температурах**

- влияние флюидов; скорость упругих волн, электропроводность, вязкость, поверхностные свойства;
- транспортные свойства;
- миграция и аккумуляция магматических жидкостей;
- минеральные равновесия; состав и генезис минералов;
- экспериментальное и теоретическое моделирование фазовых равновесий при высоких давлениях;
- состояние вещества в ударных волнах;
- геомеханические характеристики при частичном плавлении;
- компакция расплавов;
- исследования гидротермальных рудообразующих систем.

### **Современные методы экспериментальных исследований**

- проблемы вещественного и текстурно-структурного анализа геоматериалов и продуктов экспериментальных исследований;
- наноматериалы;
- техника и методика экспериментов при высоких РТ-параметрах.

### **Космохимия**

- внеземное вещество, методы интерпретации, эволюция.

### **Изотопные равновесия**

- решение генетических вопросов минералообразования.

### **Петрофизика и ее роль в интерпретации геофизических данных и поиске месторождений полезных ископаемых:**

- региональная петрофизика;
- прикладная петрофизика (нефтегазоносные и рудные структуры);
- петрофизическая интерпретация геофизических границ и неоднородностей в глубинных зонах земной коры;
- проблемы петро- и палеомагнетизма;
- проблемы геоэлектромагнитного мониторинга;
- петрофизические исследования свойств геоматериалов, их структуры физическими методами при стандартных и высоких РТ-параметрах.

### **Петролого-геофизические подходы построения моделей состава и строения планетарных тел**

- построения моделей состава и строения планетарных тел;
- моделирование геохимических процессов и термодинамические свойства.

### **Петрофизические и геодинамические исследования в интересах экологии**

- выбор мест захоронения токсичных и радиоактивных отходов;
- процессы миграции загрязнителей в геологической среде;
- проблемы прогноза изменения физических свойств и геодинамической обстановки в районах подземного захоронения РАО.

## О конференции

Первая Международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» состоялась в 1997 г. В период с 1997 по 2004 г. конференции проводились раз в два года, а с 2005 г. стали ежегодными. Конференции организуют четыре института Российской академии наук: ГЕОХИ, ИФЗ, ИГЕМ, ИЭМ и Петрофизическая комиссия Петрографического комитета РАН. Заседания секций конференции проходят в Москве: в ГЕОХИ, ИФЗ и ИГЕМ РАН. Начиная с 2008 г., выездные сессии проходят в Геофизической лаборатории «Борок» ИФЗ РАН (п. Борок, Ярославская обл.). Более подробную информацию о предыдущих конференциях: участниках, организациях, которые они представляли, тематике оглашенных докладов, состоявшихся дискуссиях и принятых решениях можно найти в «Хрониках ...», которые регулярно выходят в журнале Геохимия:

1. Лебедев Е.Б, Кусков О.Л., Геншафт Ю.С., Жариков А.В. Хроника совещания «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» // Геохимия, 1999, № 7, с. 778-782. *Geochemistry International, 1999, Vol. 37, No. 7, pp. 693-696.*
2. Лебедев Е.Б, Кусков О.Л., Геншафт Ю.С., Жариков А.В. Хроника второй международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» // Геохимия, 2001, № 1, с. 109-114. *Geochemistry International, 2001, Vol. 39, No. 1, pp. 102-107.*
3. Лебедев Е.Б., Геншафт Ю.С., Жариков А.В. Хроника третьей международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» // Геохимия, 2002, № 9, с. 1019-1024. *Geochemistry International, 2002, Vol. 40, No. 9, pp. 924-928.*
4. Лебедев Е.Б, Геншафт Ю.С., Жариков А.В. Хроника четвертой конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» // Геохимия, 2004, № 10, с. 1031-1036. *Geochemistry International, 2004, Vol. 42, No. 10, pp. 994-999.*
5. Лебедев Е.Б, Геншафт Ю.С., Никитин А.Н. Хроника пятой конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» // Геохимия, 2005, № 10, с. 1128-1133. *Geochemistry International, 2005, Vol. 43, No. 10, pp. 1036-1041.*
6. Лебедев Е.Б, Геншафт Ю.С., Жариков А.В. Хроника шестой конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» // Геохимия, 2006, № 12, с.1353-1360. *Geochemistry International, 2006, Vol. 44, No. 12, pp. 1250–1256.*

7. Лебедев Е.Б., Генштафт Ю.С., Жариков А.В. Хроника седьмой конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» // *Геохимия*, 2008, № 2, с. 221-225.  
*Geochemistry International*, 2008, Vol. 46, No. 2, pp. 193–197.
8. Лебедев Е.Б., Генштафт Ю.С., Жариков А.В. Восьмая международная конференция “Физико-химические и петрофизические исследования в науках о земле” // *Геохимия*, 2009, № 3., с. 332-336.  
*Geochemistry International*, 2009, Vol. 47, No. 3, pp. 315–319.
9. Лебедев Е.Б., Генштафт Ю.С., Жариков А.В. Девятая международная конференция “Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле” // *Геохимия*, 2010, № 3., с. 332-336.  
*Geochemistry International*, 2010, Vol. 48, No. 3, pp. 315–319.
10. Лебедев Е.Б., Салтыковский А.Я., Жариков А.В. Десятая международная конференция “Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле” // *Геохимия*, 2011, № 2, с. 220-224.  
*Geochemistry International*, 2011, Vol. 49, No. 2, pp. 207-215.
11. Лебедев Е.Б., Салтыковский А.Я., Жариков А.В., Насимов Р.М. Одиннадцатая международная конференция “Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле” // *Геохимия*, 2011, № 12, с. 1343-1347.  
*Geochemistry International*, 2011. Vol. 49, No. 12, pp. 1262–1265.
12. Лебедев Е.Б., Салтыковский А.Я., Жариков А.В., Насимов Р.М. Двенадцатая международная конференция “Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле” // *Геохимия*, 2013, № 2, с.188-192.
13. Лебедев Е.Б., Салтыковский А.Я., Жариков А.В., Насимов Р.М. Тринадцатая международная конференция “Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле” // *Геохимия*, 2013, № 11, с. 1048-1052.  
*Geochemistry International*, 2013, No. 5, pp. 944-948.
14. Лебедев Е.Б., Жариков А.В., Насимов Р.М. Четырнадцатая международная конференция “Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле” // *Геохимия*, 2015, № 2, с. 196-200.  
*Geochemistry International*, 2015, No. 2, pp. 196–200.
15. Лебедев Е.Б., Жариков А.В., Насимов Р.М. Пятнадцатая международная конференция “Физико-химические и петрофизические исследования в науках о земле” *Геохимия*, 2015, № 11.  
*Geochemistry International*, 2015, No. 2, pp. 190–193.

## Содержание

<b>Аверин В.В., Аверин А.В.</b> ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПЕРЕХОДА СВЯЗЕЙ УГЛЕРОДА С КИСЛОРОДОМ В СВЯЗИ УГЛЕРОДА С ВОДОРОДОМ ПРИ ОХЛАЖДЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ	15
<b>Алексеев В.А.</b> ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ИНТЕНСИВНОСТИ ГАЛАКТИЧЕСКИХ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ ЗА ПОСЛЕДНИЙ МИЛЛИАРД ЛЕТ	19
<b>Багуля А.В., Волков А.Е., Гончарова Л.А., Горбунов С.А., Калинина Г.В., Коновалова Н.С., Павлова Т.А., Полухина Н.Г., Окатьева Н.М., Старков Н.И., Тан Найнг Со</b> ПОИСК ТРЕКОВ СВЕРХТЯЖЕЛЫХ ЯДЕР ГАЛАКТИЧЕСКИХ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ В КРИСТАЛЛАХ ОЛИВИНА ИЗ МЕТЕОРИТОВ	23
<b>Баженова Г.Н., Ладыгин В.М.</b> ЗАВИСИМОСТЬ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ОТ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ЩЕЛОЧНЫХ И ТОЛЕИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (Р.КОТУЙ)	27
<b>Барабанов В.Л.</b> ПРОТИВОТОЧНАЯ КАПИЛЛЯРНАЯ ПРОПИТКА ГОРНЫХ ПОРОД: РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ	31
<b>Баренбаум А.А.</b> ПРОИСХОЖДЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ: ТРИ СОСТАВЛЯЮЩИХ КОРОВОГО ВЕЩЕСТВА	35
<b>Баренбаум А.А.</b> ПОЛОЖЕНИЕ СОЛНЦА В ГАЛАКТИКЕ В ЭПОХУ РАЗРУШЕНИЯ ФАЭТОНА	39
<b>Баяк И.О., Белобородов Д.Е., Герке К.М., Гилязетдинова Д.Р. Корост Д.В., Краснова М.А., Патонин А.В., Пономарев А.В., Сизоненко Т. О., Тихоцкий С.А., Цельмович В.А.</b> КОМПЛЕКСНОЕ РАЗНОМАСШТАБНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КОЛЛЕКТОРОВ УГЛЕВОДОРОДОВ	43
<b>Боева Н.М., Белоусов П.Е., Бочарникова Ю.И.</b> СИНХРОННЫЙ ТЕРМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ – ЭКСПРЕСС-МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ КАТИОНООБМЕННОЙ ЕМКОСТИ МОНТМОРИЛЛОНИТА	47
<b>Борисов А.А.</b> ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ СОДЕРЖАНИЯ КАЛЬЦИЯ И НАТРИЯ В СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ НА СООТНОШЕНИЕ В НИХ ДВУХ- И ТРЕХВАЛЕНТНОГО ЖЕЛЕЗА	51
<b>Бортников Н.С., Новиков В.М., Боева Н.М., Гендлер Т.С., Жухлистов А.П., Жегалло Е.А.</b> КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ, ТЕРМИЧЕСКИЕ И МАГНИТНЫЕ ОСОБЕННОСТИ БИОГЕННЫХ НАНОМИНЕРАЛОВ ОКСИДОВ ЖЕЛЕЗА В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ И ВЬЕТНАМА	53

<b>Бурмистров А.А., Хайрятдинов Р.Р.</b> ВЫЯВЛЕНИЕ МАГМА- И РУДОКОНТРОЛИРУЮЩЕЙ КУПОЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ И РУДНЫХ ЗОН ПО ПЕТРОМАГНИТНЫМ И ПЕТРОПЛОТНОСТНЫМ ДАННЫМ (НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕТЛИНСКОЕ, Ю. УРАЛ)	57
<b>Веттегрень В.И., Куксенко В.С., Щербаков И.П., Мамалимов Р.И., Кулик В.Б.</b> ТРАНСФОРМАЦИЯ СТРУКТУРЫ КВАРЦА И ГРАНИТОВ ПОД ВЛИЯНИЕМ УДАРНОЙ ВОЛНЫ	62
<b>Вознесенский А.С., Куткин Я.О., Красилов М.Н.</b> К ВОПРОСУ ИЗМЕРЕНИЯ АКУСТИЧЕСКОЙ ДОБРОТНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД МЕТОДОМ РЕЗОНАНСНОЙ АКУСТИЧЕСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ	65
<b>Гилязетдинова Д.Р., Корост Д.В.</b> ИССЛЕДОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПУТЕМ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЕНЕРАЦИОННЫХ И ПЕРВИЧНО-МИГРАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ: ЛАБОРАТОРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ	70
<b>Горбацевич Ф.Ф., Ветрин В.Р., Тришина О.М., Ковалевский М.В., Смолькин В.Ф., Фомина Е.Н.</b> СРАВНЕНИЕ УПРУГО-АНИЗОТРОПНЫХ СВОЙСТВ ОБРАЗЦОВ ПОРОД ПРЕНИТ-ПУМПЕЛЛИТОВОЙ, АМФИБОЛИТОВОЙ И ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИЙ МЕТАМОРФИЗМА	74
<b>Горностаева Т.А.</b> ЗЕМНЫЕ АНАЛОГИ НАSP И GASP СТЕКОЛ ИЗ КРАТЕРА ЖАМАНШИН	78
<b>Грибов С.К.</b> О ВЛИЯНИИ ТЕРМОХИМИЧЕСКОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ТИТАНОМАГНЕТИТСОДЕРЖАЩИХ БАЗАЛЬТОВ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ МЕТОДОМ ТЕЛЬЕ: НОВЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ	82
<b>ДОЛОМАТОВ М.Ю., ЖУРАВЛЕВА Н.А., КУТУЕВА А.В.</b> ПРОБЛЕМА ОЦЕНКИ РЕСУРСОВ ВЕЩЕСТВ В КОСМИЧЕСКОМ ПРОСТРАНСТВЕ	86
<b>Дорофеева В.А., Черкасова Е.В.</b> УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВОДНЫХ ПЛЮМОВ ЭНЦЕЛАДА. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ	90
<b>Ермаков В.А.</b> ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ	95
<b>Жаркова Е.В., Арискин А.А., Кадик А.А., Николаев Г.С.</b> ЙОКО-ДОВЫРЕНСКИЙ МАССИВ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОБСТВЕННОЙ ЛЕТУЧЕСТИ КИСЛОРОДА КРИСТАЛЛОВ ОЛИВИНОВ ИЗ УЛЬТРАМАФИТОВ	100

<b>Жаркова Е.В., Королев Н.М., Кадик А.А., Никитина Л.П.</b> АЛМАЗОНОСНАЯ КИМБЕРЛИТОВАЯ ТРУБКА КАТОКА, ЗАПАДНАЯ АФРИКА: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОБСТВЕННОЙ ЛЕТУЧЕСТИ КИСЛОРОДА КЛИНОПИРОКСЕНОВ И ГРАНАТОВ ИЗ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ЭКЛОГИТОВ	106
<b>Зель И. Ю., Иванкина Т. И., Локаичек Т., Керн Х.</b> ОСОБЕННОСТИ УПРУГОЙ АНИЗОТРОПИИ СЛОИСТЫХ ГОРНЫХ ПОРОД: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНО-ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОБРАЗЦА ГНЕЙСА	111
<b>Зинчук Н.Н.</b> ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА КИМБЕРЛИТОВ	113
<b>Зинчук Н.Н.</b> ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД	117
<b>Карташов П.М.</b> НОВЫЕ МЕХАНИЗМЫ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ РЗЭ НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ ЛУННОГО РЕГОЛИТА	121
<b>Корчин В.А.</b> ЗОНЫ НИЗКИХ СКОРОСТЕЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ – ОБЛАСТИ ПОВЫШЕННОЙ ПОРИСТОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА И АКТИВНОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ	125
<b>Корчин В.А., Буртный П.А., Карнаухова Е.Е.</b> ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗМЕНЕНИЯ ПЛОТНОСТИ РАЗЛИЧНЫХ ГРУПП ПОРОД ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ	129
<b>Кравчук М.В., Корчин В.А.</b> ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ НА ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД УКРАИНСКОГО ЩИТА В ИНЕРТНОЙ СРЕДЕ	132
<b>Кричевец Г.Н., Ахметьева Н.П., Михайлова А.В.</b> ДИНАМИКА ПАРАМЕТРОВ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ТОРФЯНИКОВ ПОСЛЕ ПОЖАРА	136
<b>Кронрод В.А., Макалкин А.Б.</b> ЗАХВАТ ВЕЩЕСТВА ПРОТОСПУТНИКОВЫМИ ДИСКАМИ ЮПИТЕРА И САТУРНА	140
<b>Куюнко Н.С., Скрипник А.Я., Алексеев В.А.</b> ИДЕНТИФИКАЦИЯ ВНЕЗЕМНОГО ВЕЩЕСТВА ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНТНЫМ МЕТОДОМ	144
<b>Лаврентьева З.А., Люль А.Ю.</b> ИЗУЧЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА МАГНИТНЫХ РАЗМЕРНЫХ ФРАКЦИЙ В ЭНСТАТИТОВЫХ ХОНДРИТАХ	148
<b>Лебедев Е.Б., Аверин В.В., Рощина И.А., Кононкова Н.Н., Зевакин Е.А.</b> СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ФИЗИКО- ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ДВИЖЕНИЯ И ОСАЖДЕНИЯ МАЛЫХ КОЛИЧЕСТВ ЖЕЛЕЗА В ЧАСТИЧНО-РАСПЛАВЛЕННЫХ СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ	152

<b>Лементуева Р.А., Ребецкий Ю.Л., Бубнова Н.Я., Треусов А.В.</b> ИЗУЧЕНИЕ ДЕФОРМАЦИИ СДВИГА ПРИ ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИИ	156
<b>Лобанов К.В., Чичеров М.В., Чижова И.А., Плотинская О.Ю., Горностаева Т.А., Шаров Н.В.</b> РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ ПЕЧЕНГСКОГО РАЙОНА	160
<b>Лысенко В.И., Цельмович В.А.</b> ГЕРАКЛИТЫ – ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИНОСТИ ПРОЦЕССОВ ПОСТУПЛЕНИЯ ПАЛЕОФЛЮИДОВ МИОЦЕНА В ЮГО – ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПАРАТЕТИСА (ЮГО – ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)	165
<b>Люль А.Ю., Лаврентьева З.А.</b> ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ СИДЕРОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ТОНКОЗЕРНИСТОЙ ФРАКЦИИ УГЛИСТЫХ	169
<b>Люхин А.М., Цельмович В.А., Губарь А.А., Цветнов А.А.</b> СЕРЕБРО В ПОРОДАХ РЫБИНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА	173
<b>Майбук З.-Ю.Я.</b> ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ПОЛЕВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РУДОСОДЕРЖАЩИХ ГОРНЫХ ПОРОД	177
<b>Макеев А.Б., Скублов С.Г., Баянова Т.Б., Красоткина А.О.</b> U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ПИЖЕМСКОГО ТИТАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ ТИМАН)	181
<b>Мальковский В.И., Диков Ю.П.</b> МЕТОД РЕКОНСТРУКЦИИ ТЕМПЕРАТУРНОЙ ПРЕДЫСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ ПИКРИТОВЫХ СТЕКОЛ НА ПОВЕРХНОСТИ ЛУНЫ)	185
<b>Мальковский В.И., Пэк А.А.</b> ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ НА МИГРАЦИЮ РАДИОНУКЛИДОВ ИЗ ПОДЗЕМНОГО ХРАНИЛИЩА РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ	189
<b>Мальковский В.И., Юдинцев С.В., Александрова Е.В.</b> ВЛИЯНИЕ КОЛЛОИДНОГО ПЕРЕНОСА НА ПОДВИЖНОСТЬ РАДИОНУКЛИДОВ В ПЛАСТАХ-КОЛЛЕКТОРАХ ПОЛИГОНА ЗАКАЧКИ ЖИДКИХ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ В КРАСНОЯРСКОМ КРАЕ	193
<b>Мальковский В.И., Юдинцев С.В., Кочкин Б.Т.</b> ПРОГНОЗ МИГРАЦИИ АКТИНИДОВ ИЗ ПОДЗЕМНОГО ХРАНИЛИЩА РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ В НИЖНЕКАНСКОМ МАССИВЕ	197
<b>Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н.</b> КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ЦИФРОВОЙ ОСНОВЫ КАРТЫ ИЗОДЕНС ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА И ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ	201
<b>Никитин С.М., Скрипник А.Я., Асанов В.А., Паньков И.Л., Бельтюков Н.Л., Якушов А.С.</b> МЕТЕОРИТ ЦАРЕВ: ДРОБЛЕНИЕ В ОБЪЕМНОМ НАПРЯЖЕННОМ СОСТОЯНИИ	204
<b>Павленкова Н.И.</b> ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ	208

<b>Патонин А.В., Шихова Н.М.</b> ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН ПРИ МАЛЫХ ЗНАЧЕНИЯХ SNR (ЛАБОРАТОРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ)	212
<b>Петров В.А., Леспинас М., Полуэктов В.В., Устинов С.А., Минаев В.А.</b> РЕМАСШТАБИРОВАНИЕ ФЛЮИДОПРОВОДЯЩИХ РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР	216
<b>Печерский Д.М.</b> РАСПРЕДЕЛЕНИЕ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА НА ПЛАНЕТАХ	221
<b>Родкин М.В.</b> НОВЫЕ ДАННЫЕ О РОЛИ ФЛЮИДНОЙ КОМПОНЕНТЫ В СЕЙСМОГЕНЕЗЕ	225
<b>Родкин М.В., Жариков А.В.</b> О ФЛЮИДОМЕТАМОРФОГЕННОЙ МОДЕЛИ СЕЙСМОГЕНЕЗА И О СВЯЗИ ЭПИЗОДОВ ВЫСОКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ С МЕТАМОРФИЗМОМ И СЕЙСМИЧНОСТЬЮ	227
<b>Романько А.Е., Викентьев И.В., Прокофьев В.Ю., Имамвердиев Н.А., Абдуллаева Ш.Ф., Савичев А.Т., Полещук А.В., Хейдари М., Рашиди Б.</b> ОБ АЛЬПИЙСКОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ВКЛЮЧЕНИЯХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ЗАПАДА БЕЛУДЖИСТАНА, ИРАН: НОВЫЕ ДАННЫЕ, ОБСУЖДЕНИЕ	230
<b>Симакин А., Салова Т., Девятова В., Габитов Р.</b> ПРИРОДА АКТИВНЫХ ВЫСОКО-КАЛИЕВЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ ВУЛКАНОВ СЕВЕРА КАМЧАТКИ	233
<b>Симаков С.К., Мельник Н.Н., Вялов В.И.</b> ОБРАЗОВАНИЕ НАНОАЛМАЗОВ В ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССАХ	237
<b>Соболев Г.А., Веттегрень В.И., Ружич В.В., Киреевкова С.М., Смутьская А.И., Мамалимов Р.И., Кулик В.Б.</b> НАНОКРИСТАЛЛЫ В ЗЕРКАЛЕ СКОЛЬЖЕНИЯ ИЗ СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ	241
<b>Фролова Ю.В., Кириченко В.А.</b> ИЗМЕНЕНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ АНДЕЗИТОВ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД (КОШЕЛЕВСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ МАССИВ, ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)	245
<b>Хозяинов М.С., Чернокожев С.А., Якушина О.А.</b> ВКЛАД РЕНТГЕНОВСКОЙ ТОМОГРАФИИ И ТРАССЕРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОЦЕНКУ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ НЕФТЯНОГО КОЛЛЕКТОРА	250
<b>Хомяк А.Н., Арискин А.А., Гилязетдинова Д.Р., Корост Д.В.</b> ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА КОМПЬЮТЕРНОЙ ТОМОГРАФИИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ МОРФОЛОГИИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ ФАЗ В ПОРОДАХ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА	253
<b>Черткова Н.В., Ямашита Ш., Персиков Э.С., Бухтияров П.Г.</b> СТРУКТУРА И ВЯЗКОСТЬ ВОДОСОДЕРЖАЩИХ ЩЕЛОЧНЫХ СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ	257

<b>Чижова И.А., Волков А.В., Сидоров А.А., Лобанов К.В.</b> РЕЗУЛЬТАТЫ СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДАННЫХ ПО СТРАНАМ С ЭКОНОМИЧЕСКИ ЗНАЧИМЫМИ AU-AG ЭПИТЕРМАЛЬНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ	261
<b>Шихова Н.М., Патонин А.В.</b> РЕКОНСТРУКЦИЯ СКОРОСТЕЙ УПРУГИХ ВОЛН В ЛАБОРАТОРНЫХ ИСПЫТАНИЯХ ГОРНЫХ ПОРОД	266
<b>Шкодзинский В.С.</b> ГЕНЕЗИС МАГМ (МОДЕЛЬ ГОРЯЧЕЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ)	269
<b>Шкодзинский В.С.</b> ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ АНАТЕКТИЧЕСКОГО МИГМАТИООБРАЗОВАНИЯ	273
<b>Шкуратник В.Л., Новиков Е.А., Ошкин Р.О.</b> АППАРАТУРНОЕ И МЕТОДИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ГЕОМАТЕРИАЛОВ, ПРИ КРИОГЕННОМ ВОЗДЕЙСТВИИ И ПАРАЛЛЕЛЬНОМ МЕХАНИЧЕСКОМ НАГРУЖЕНИИ	277
<b>Шорников С.И., Иванова М.А., Яковлев О.И.</b> ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИСПАРЕНИЯ СаI	281
<b>Яковлев О.И., Рязанцев К.М., Шорников С.И.</b> РОЛЬ КИСЛОТНО- ОСНОВНОГО ФАКТОРА ПРИ ИСПАРЕНИИ Са–Al–ВКЛЮЧЕНИЙ ХОНДРИТОВ	285
<b>Якушина О.А. Ожогина Е.Г., Астахова Ю.М., Иоспа А.В., Хозяинов М.С.</b> МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА: МЕТОД РЕНТГЕНОВСКОЙ ТОМОГРАФИИ	289
<b>Данилова В.Н., Торопченлова Е.С., Ермаков В.В., Хушвахтова С.Д.</b> БИОГЕННАЯ МИГРАЦИЯ РЕНИЯ В РУДНЫХ ЛАНДШАФТАХ	292

# ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПЕРЕХОДА СВЯЗЕЙ УГЛЕРОДА С КИСЛОРОДОМ В СВЯЗИ УГЛЕРОДА С ВОДОРОДОМ ПРИ ОХЛАЖДЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

**Аверин В.В., Аверин А.В.**

Институт Metallургии и материаловедения имени Байкова (ИМЕТ)  
РАН, Москва, 8(499)135-94-32

Произведен термодинамический анализ процесса преобразования связей углерода с кислородом в связи углерода с водородом при охлаждении земной коры по данным элементного анализа компонентов земной коры. Для анализа использована программа «ТЕРРА» (термодинамические расчеты), разработанная профессором Трусовым Б.Г. в МВТУ им. Баумана. Программа была успешно использована в анализе металлургических процессов и охватывает 65 элементов периодической системы элементов Менделеева и включает в себя данные для 850 химических соединений. Принцип работы программы основан на нахождении максимальной энтропии (минимума свободной энергии). Расчеты произведены по основным элементам, участвующим в процессе при давлениях 10 и 20 Мпа (102 и 204 атм), отвечающим различным глубинам залегания горных пород.

Произведено сравнение условий образования метана при обычном и высоком давлении, характерном для земной коры.

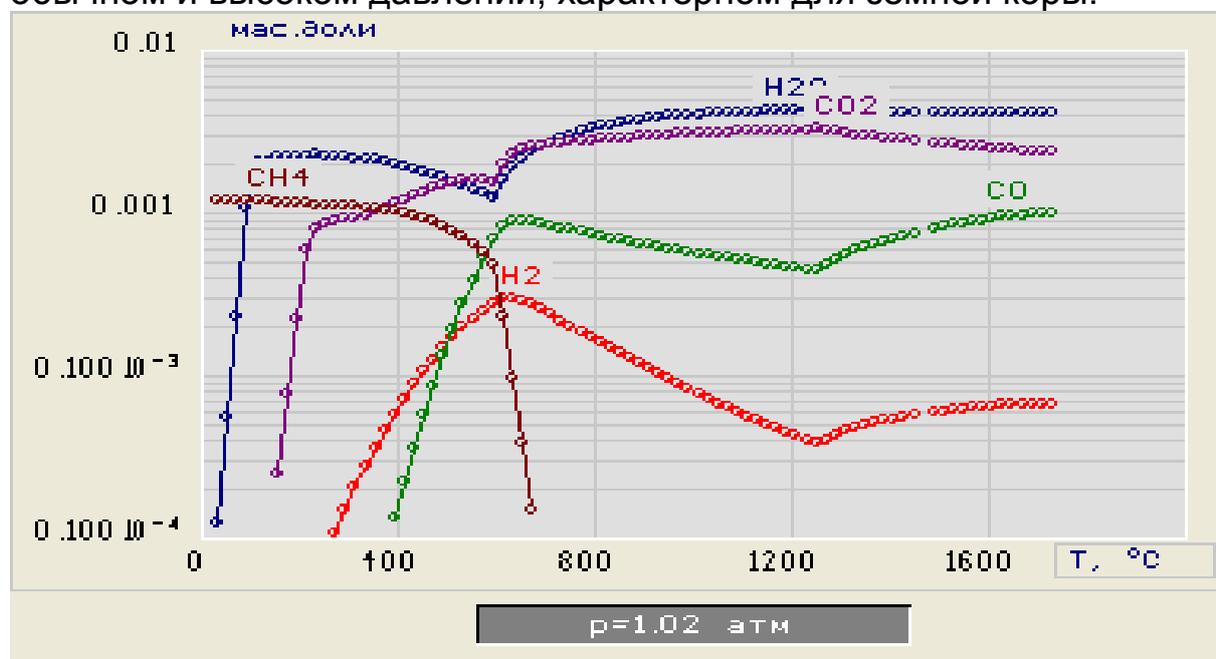


Рис. 1. График зависимости концентрации (мас.доли)  $H_2$ ,  $H_2O$ ,  $CO$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$  – Температура при  $p=1,02$  атм.

На рис. 1 и 1а приведены результаты расчета в массовых долях для связей углерода-кислорода-водорода в температурном

интервале от 300 до 2000 К (0-1723 °С), для 1,02 и для 102 атмосфер соответственно. Произведен учет образования воды с учетом ее выделения при высоких температурах в самостоятельную фазу, т.е. содержание водорода снижено до 0,05% с соответствующим выходом из реакции кислорода.

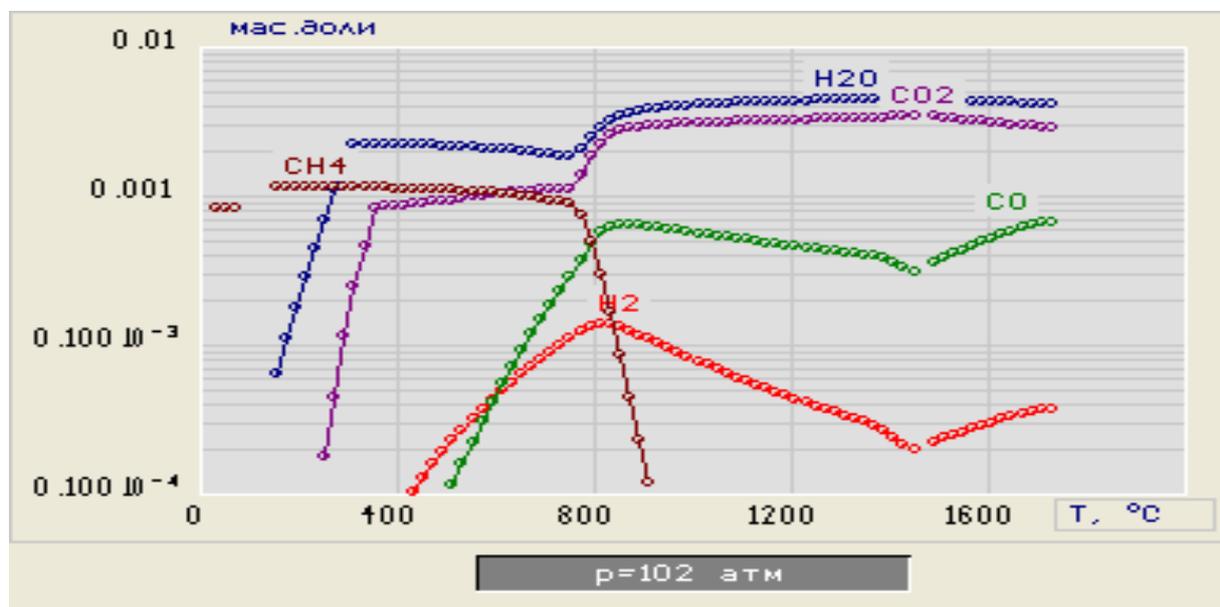


Рис. 1а. График зависимости концентрации (мас.доли) H<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, CO, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> – Температура при p=102 атм.

Для исходного состава: O — 42,5, Si — 25,8, Al — 7,57, Ca — 3,38, Na — 2,63, K — 2,41, Mg — 1,95, Fe — 4,7, Ti — 0,41, Cl — 0,19, C — 0,1, H — 0,05, P — 0,09, S — 0,088, N — 0,03, Cu — 0,01, Zn — 0,012.

Как видно высокое давление, характерное для глубинных слоев земной коры, приводит к расширению температурной области образования метана с 650 до 850 °С. При этом следует иметь в виду, что при низких температурах получение равновесных концентраций компонентов значительно затруднено.

Как видно из рисунка 1а, при охлаждении земной коры устойчивые при высокой температуре связи углерода с кислородом (CO-CO<sub>2</sub>) переходят в связи углерода с водородом (CH<sub>4</sub>), при этом другие формы связей проявляются в незначительной степени. При охлаждении в области температур от 820 °С происходит резкое изменение содержания монооксида (CO), диоксида углерода (CO<sub>2</sub>) и водяного пара (H<sub>2</sub>O). Интенсивное образование связи углерода с водородом (метана CH<sub>4</sub>) фиксируется при температурах от 850 °С до 770 °С.

На рис. 2 произведены расчеты для повышенного содержания углерода (0,2) и давлении 102 атм. Увеличение концентрации углерода в 2 раза приводит к значительному росту концентрации

монооксида углерода (CO) и смещению температуры начала интенсивного образования метана (CH<sub>4</sub>) с 850 °С до 1050 °С. При соответствующем росте содержания метана.

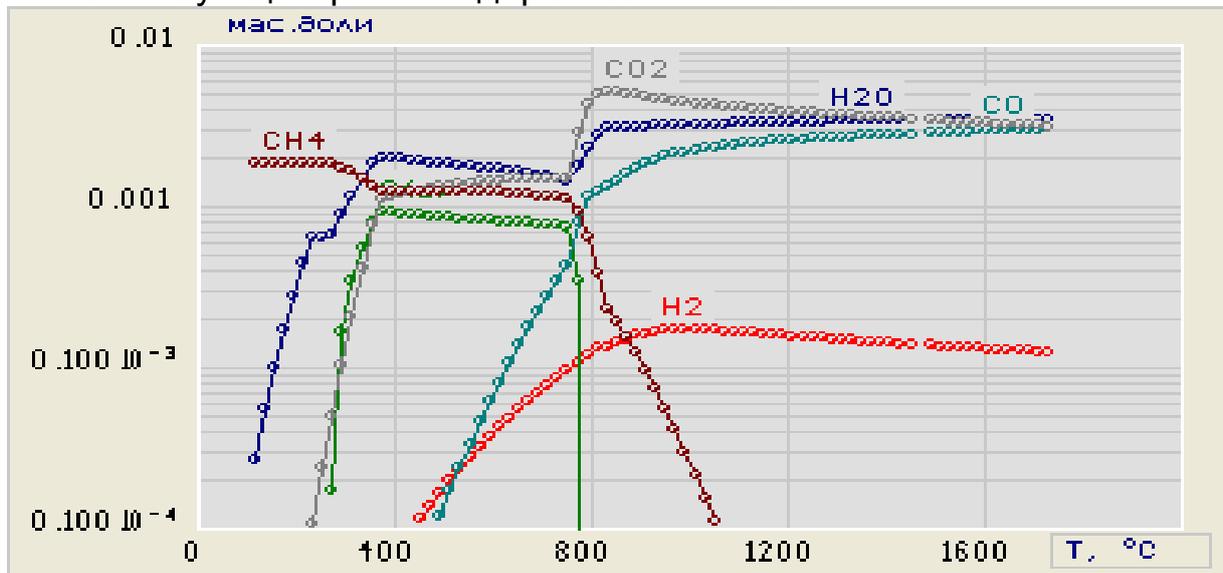


Рис. 2. График зависимости концентрации (мас.доли) H<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, CO, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> – Температура при p=102 атм.

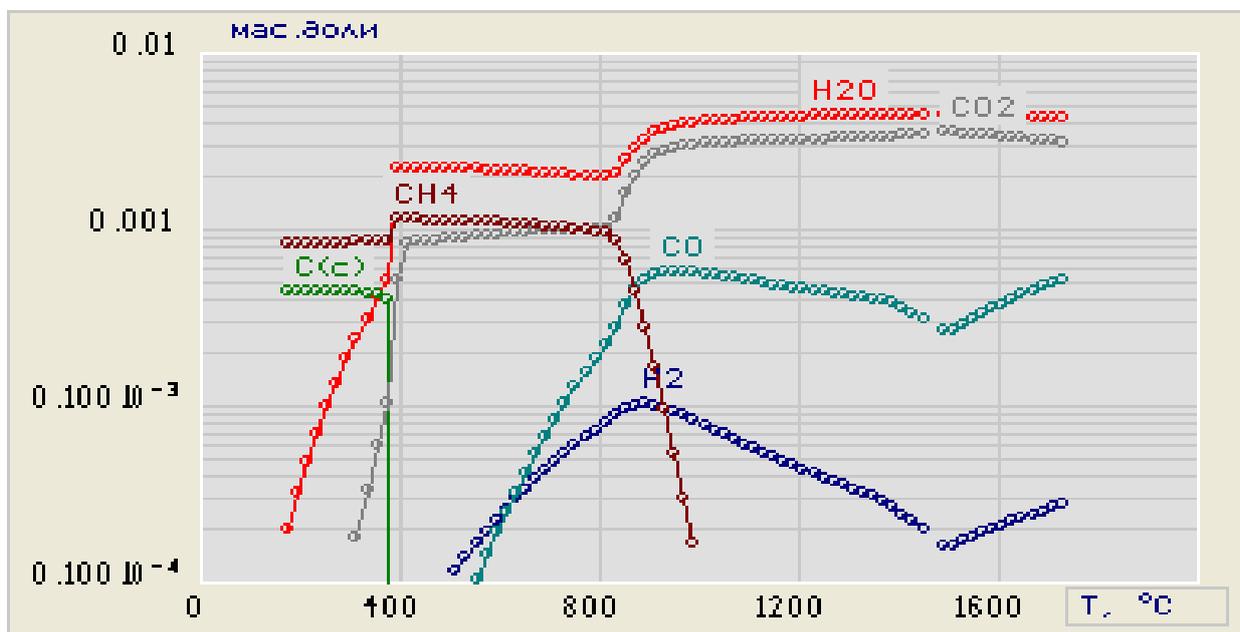


Рис. 3. График зависимости концентрации (мас.доли) H<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, CO, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> – Температура при p=408 атм.

Увеличение давления с 10 до 40 Мпа (102-408 атм) приводит к изменению начала интенсивного уменьшения монооксида и

диоксида углерода с 820 °С до 950 °С, и соответствующего начала интенсивного образования метана с 850 °С до 1000 °С (рис.3).

Термодинамический анализ четко показывает, что при охлаждении земной коры в диапазоне температур 800-1000 °С происходит интенсивное изменение связей углерод-кислород на углерод-водород с участием водяного пара и образованием метана.

Повышение концентрации углерода с 0,1 до 0,2% масс приводит к повышению температуры начала интенсивного преобразования с соответствующим увеличением количества образующегося метана.

Повышение давления благоприятствует началу протекания соответствующего перехода при более высоких температурах. Таким образом показано, что независимо от жизнедеятельности флоры и фауны на Земле, начальные условия образования природного газа обусловлены переходом связей С-О в связи С-Н. Этим нисколько не отрицается дальнейшее развитие процессов образования метана и твердого углерода которые могут определять в значительной степени образование месторождений природного газа, каменного угля и нефти.

## THERMODYNAMIC ANALYSIS OF THE TRANSITION RELATIONS OF CARBON WITH OXYGEN IN RELATION TO CARBON WITH HYDROGEN DURING COOLING OF THE EARTH'S CRUST

**Averin V.V, Averin A.V**

Institute of metallurgy and metal science (IMET) RAS, Moscow,  
8(499)135-94-32

It is shown that in the cooling process of the earth's crust and high pressure thermodynamic conditions are formed for the transfer relations of carbon-oxygen to carbon-hydrogen. Shown a beneficial effect of carbon concentration and growth of pressure.

## ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ИНТЕНСИВНОСТИ ГАЛАКТИЧЕСКИХ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ ЗА ПОСЛЕДНИЙ МИЛЛИАРД ЛЕТ

**Алексеев В.А.**

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, [AVAL37@mail.ru](mailto:AVAL37@mail.ru)

Вариации интенсивности галактических космических лучей (ГКЛ) могут быть изучены по содержанию в метеоритах стабильных и радиоактивных космогенных нуклидов. Доступная для изучения временная шкала определяется радиационным возрастом метеоритов – временем нахождения в космическом пространстве метеороида метровых или менее размеров после его выделения из родительского тела до падения на Землю. Радиационный возраст каменных метеоритов обычно не превышает 100 млн лет и может быть охарактеризован в целом экспоненциальным уменьшением числа метеоритов с увеличением радиационного возраста согласно соотношению:

$$N_t = N_0 \exp(-t/\tau), \quad (1)$$

где  $N_t$  – число метеоритов с возрастом  $t$ . Величина  $\tau$  определяет среднее «время жизни» метеорита в космическом пространстве после его выделения из родительского тела. Для обыкновенных хондритов  $\tau$  составляет ~30-40 млн лет [Алексеев, 2005]. Для железных метеоритов  $\tau$  более чем на порядок выше.

При анализе распределения радиационных возрастов железных метеоритов Shaviv [2003] высказал гипотезу о вариациях интенсивности ГКЛ с периодом  $143 \pm 10$  млн лет, обусловленных периодическим прохождением Солнечной системы через спиральные рукава Галактики. Однако, факт долгопериодических вариаций, а также вывод автора о предполагаемой корреляционной связи между найденными периодическими изменениями интенсивности ГКЛ и климатическими изменениями на Земле оспариваются многими исследователями из-за недостаточно обоснованных как процедуры отбора совокупности возрастов для анализа, так и интерпретации полученных данных [Rahmstorf и др., 2004; Wiefer и др., 2013].

Мы провели анализ распределения как всей совокупности возрастов железных метеоритов ( $N = 83$ ), так и выборки возрастов ( $N = 28$ ) после более жесткого, по сравнению с указанными выше авторами, отбора значений из доступной совокупности данных, и сопоставили полученные результаты с результатами для модельных распределений возрастов в предположении изменений интенсивности ГКЛ с различными периодами. Сведения о возрастах железных метеоритов взяты, в основном, из работ [Voshage,

Feldmann, 1979; Voshage и др., 1983; Voshage, 1984]. Результаты анализа позволили сделать вывод о возможных изменениях интенсивности ГКЛ с периодом ~450 млн лет.

Этот вывод может быть проиллюстрирован при сопоставлении распределений радиационных возрастов железных метеоритов и модельной совокупности возрастов в предположении вариаций ГКЛ с разными периодами. На рис. 1а показано исходное распределение модельной совокупности 100 "истинных" значений возрастов, случайно расположенных в интервале 0-1000 млн лет с учетом уменьшения числа метеоритов с увеличением возраста согласно уравнению (1) с параметром  $\tau = 700$  млн лет. В случае предполагаемой вариации ГКЛ с периодом  $t = 150$  млн лет совокупность "измеренных" значений возрастов для рассматриваемого исходного набора будет иметь вид (рис. 1б), существенно отличающийся от наблюдаемого распределения возрастов (рис. 1г). Наиболее примечательным представляется подобие распределения радиационных возрастов железных метеоритов (рис. 1г) и возрастов модели в предположении вариаций интенсивности ГКЛ с периодом 450 млн лет (рис. 1в). В модели, как и для железных метеоритов, проявляется характерное бимодальное распределение возрастов. При этом положение максимумов "наилучших" гауссовых кривых, аппроксимирующих распределения возрастов в модели ( $180 \pm 120$  и  $640 \pm 110$  млн лет), в пределах  $\pm 1\sigma$  совпадает с таковым для железных метеоритов ( $280 \pm 90$  и  $720 \pm 170$  млн лет соответственно). Т.о., полученные данные могут свидетельствовать о вариациях интенсивности ГКЛ с периодом около 450 млн лет.

Эти вариации могут быть обусловлены периодическим пересечением Солнечной системой спиральных рукавов Галактики. При пересечении рукавов Солнечная система оказывается в районах Галактики с более высокой плотностью межзвездного газа и пыли, с более высокой скоростью образования звезд, с более частыми вспышками сверхновых и, соответственно, с более высокой интенсивностью галактических космических лучей. Обсуждаемые в работе [Shaviv, 2003] изменения интенсивности ГКЛ с периодом ~150 млн лет представляются менее определёнными.

*Автор признателен Е. В. Забалуевой и И. А. Кожевниковой за помощь при разработке алгоритма расчетов с привлечением информационного критерия Акайке.*

*Работа частично поддержана Программой № 9 фундаментальных исследований Президиума РАН.*

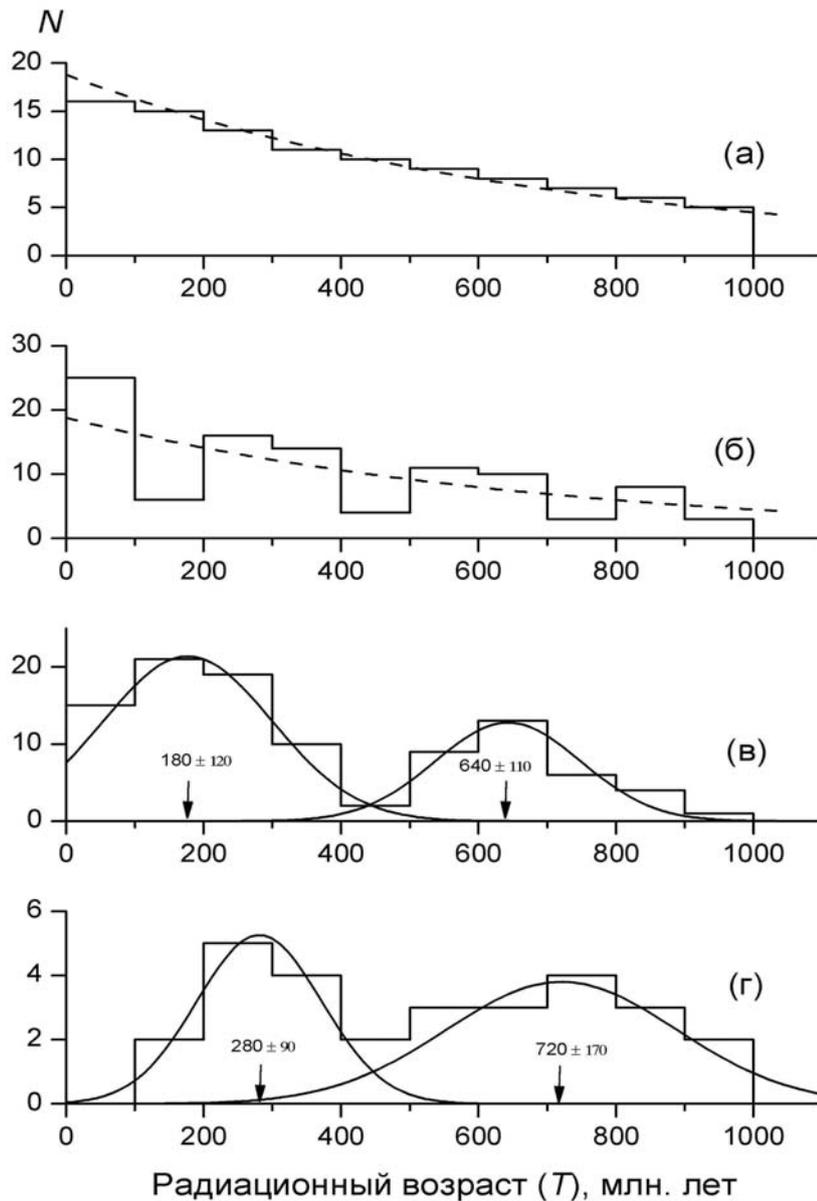


Рис. 1. Распределения радиационных возрастов железных метеоритов. (а) Модельный набор "истинных" значений возрастов ( $N = 100$ ), случайно распределенных в интервале 0 - 1000 млн лет; число метеоритов уменьшается с возрастом согласно уравнению (1) для среднего времени жизни железных метеоритов в космосе  $\tau = 700$  млн лет; (б) "измеренные" значения возрастов для модельного набора в предположении вариаций интенсивности ГКЛ с периодом  $t = 150$  млн лет и (в) то же для периода вариаций  $t = 450$  млн лет. (г) Распределения радиационных возрастов железных метеоритов после исключения парных метеоритов и метеоритов со сложной радиационной историей ( $N = 28$ ). Распределения (в) и (г) аппроксимированы "лучшими" гауссовыми кривыми. Стрелками отмечены положения максимумов. Пунктир – экспонента согласно уравнению (1).

## Литература

1. Алексеев В.А. История обыкновенных хондритов по данным о стабильных изотопах инертных газов (обзор) // Астрон. вестн. 2005. Т. 39. № 2. С. 141–168.
2. Rahmstorf S., Archer D., Ebel D. S., Eugster O., Jouzel J., Maraun D., Schmidt G. A., Sever -Inghaus J., Weaver A. J., Zachos J. Cosmic Rays, Carbon Dioxide, and Climate // Eos (Transactions, American Geophysical Union). 2004. V. 85. No. 4. P. 38–41.
3. Shaviv N.J. The spiral structure of the Milky Way, cosmic rays, and ice age epochs on Earth // New Astron. 2003. V. 8. P. 39–77.
4. Voshage H., Feldmann H. Investigation on cosmic ray produced nuclides in iron meteorites, 3. Exposure ages, meteoroid sizes and sample depths determined by mass spectrometric analyses of potassium and rare gases // Earth Planet. Sci. Lett. 1979. V. 45. P. 293-308.
5. Voshage H., Feldmann H., Braun O. Investigation on cosmic ray produced nuclides in iron meteorites, 5: More data on the nuclides of potassium and noble gases on exposure ages and meteoroid sizes // Z. Naturforschg. 1983. V. 38a. P. 273-280.
6. Voshage H. Investigations of cosmic-ray-produced nuclides in iron meteorites, 6. The Signer-Nier model and the history of the cosmic radiation // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 71. P. 181–194.
7. Wieler R, Beer J., Leya I. The galactic cosmic ray intensity over the past  $10^6$ – $10^9$  years as recorded by cosmogenic nuclides in meteorites and terrestrial samples. Space Sci Rev. 2013. V. 176. P. 351-363.

## THE TEMPORAL VARIATIONS OF THE GALACTIC COSMIC RAY INTENSITY DURING THE LAST BILLION YEARS

**Alexeev V.A.**

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHI) RAS, Moscow, [AVAL37@mail.ru](mailto:AVAL37@mail.ru)

The obtained data suggest the existence of the galactic cosmic ray intensity variations with a period of ~ 450 Myr during the last billion years. These variations may be due to periodic passing solar system through the spiral arms of the Galaxy. Discussed by Shaviv [2003] the changes of the galactic cosmic ray intensity with a period of ~150 Myr are less certain.

## ПОИСК ТРЕКОВ СВЕРХТЯЖЕЛЫХ ЯДЕР ГАЛАКТИЧЕСКИХ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ В КРИСТАЛЛАХ ОЛИВИНА ИЗ МЕТЕОРИТОВ

<sup>1</sup>Багуля А.В., <sup>1</sup>Волков А.Е., <sup>1</sup>Гончарова Л.А., <sup>1</sup>Горбунов С.А.,  
<sup>2</sup>Калинина Г.В., <sup>1</sup>Коновалова Н.С., <sup>2</sup>Павлова Т.А., <sup>1</sup>Полухина Н.Г.,  
<sup>1</sup>Окатьева Н.М., <sup>1</sup>Старков Н.И., <sup>1</sup>Тан Найнг Со

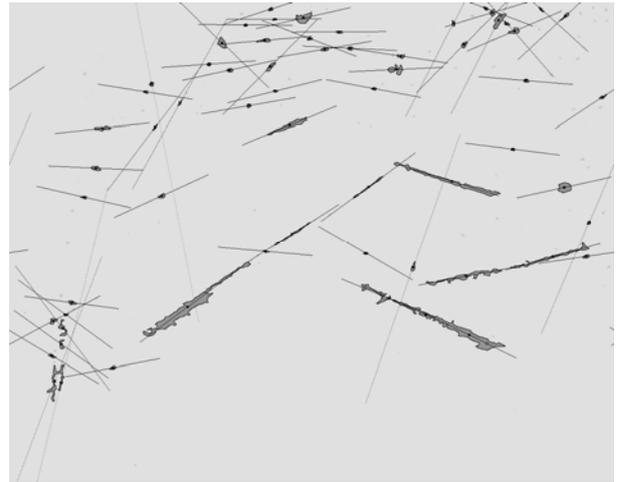
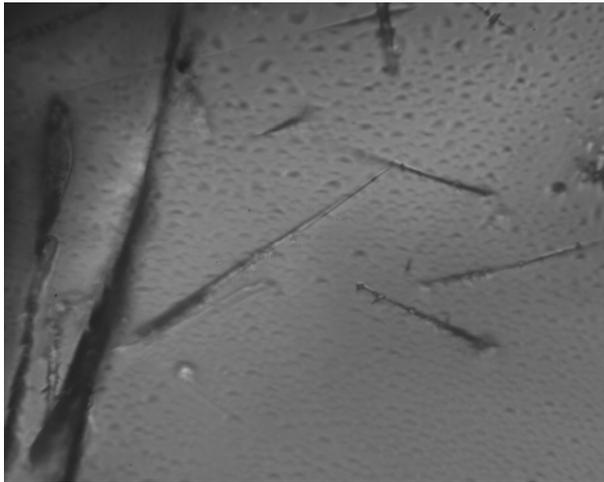
<sup>1</sup>Физический Институт им. П.Н. Лебедева (ФИАН) РАН, Москва,  
[poluhina@sci.lebedev.ru](mailto:poluhina@sci.lebedev.ru)

<sup>2</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, [gakalin@mail.ru](mailto:gakalin@mail.ru)

Исследования, направленные на изучение распространенности тяжелых и сверхтяжелых химических элементов (заряд ядра  $Z > 26$ ) в составе галактических космических лучей (ГКЛ), играют особую роль в развитии междисциплинарных направлений ядерной физики, астрофизики и физики космических лучей. Вопрос о величине заряда наиболее тяжелого ядра природного происхождения тесно связан с гипотезой о существовании «острова стабильности» трансурановых элементов, а также с астрофизическими моделями, описывающими экстремальные состояния вещества во Вселенной.

В настоящее время группой сотрудников ФИАН и ГЕОХИ РАН осуществляется эксперимент ОЛИМПИА (ОЛИвины из Метеоритов - Поиск тяжелых и сверхтяжелых Ядер) [Ginzburg и др., 2005]. Методика исследования основана на регистрации и измерении динамических и геометрических параметров треков – химически травимых участков следов торможения ядер ГКЛ перед их остановкой в кристаллах оливина. С этой целью для просмотра образцов метеоритного оливина используется современный универсальный измерительный комплекс ПАВИКОМ.

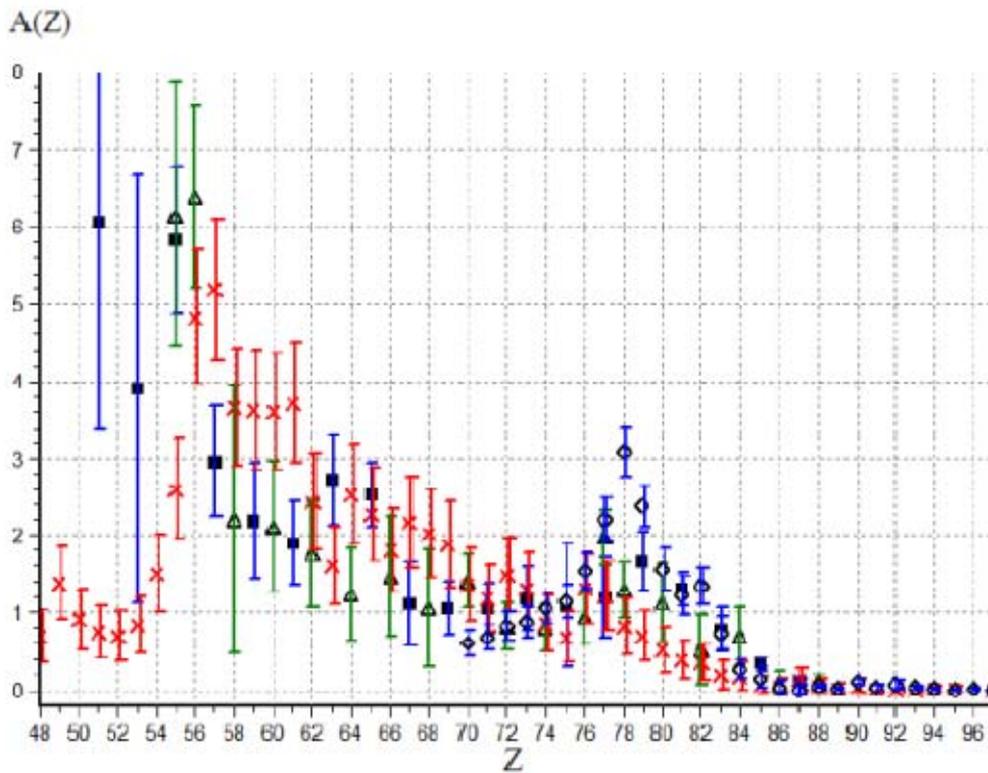
Предложенная в эксперименте методика поиска и идентификации заряда тяжелых ядер ГКЛ позволила получить данные по 11590 трекам ядер с зарядами  $Z > 40$  в кристаллах оливина из образцов метеоритов Marjalahti и Eagle Station. В числе обработанных треков идентифицировано 384 трека, заряд которых оценивается как  $Z \geq 75$ , т.е. соответствующие ядра могут относиться к долгоживущим сверхтяжелым элементам, поиск которых в космических лучах является одной из основных задач проекта. На Рис. 1 приведен пример стандартного поля травимой поверхности кристалла оливина с треками тяжелых ядер ГКЛ, наблюдаемыми в оптический микроскоп (Рис. 1а) и результат обработки этого кадра – распознавание изображения с помощью установленного на ПАВИКОМ оригинального программного комплекса (Рис. 1б). Тонкими линиями обозначены оси соответствующих кластеров.



а

б

**Рис. 1.** Изображение одного поля зрения микроскопа 300×400 мкм (а) и результат компьютерной обработки программой распознавания образов (б).



**Рис. 2.** Зарядовый спектр ядер, зарегистрированных в эксперименте ОЛИМПИА (кресты) в сравнении с результатами других экспериментов: HEAO-3 (квадраты) [Binns и др., 1989], ARIEL-6 (треугольники) [O'Sullivan и др., 1988] и UHCRE (круги) [Donnelly и др., 2012]

На основе полученных данных построен график относительной распространённости  $A(Z)$  ( $A(26)=10^6$ ), который представлен на Рис. 2 вместе с данными спутниковых экспериментов. Сравнение данных демонстрирует хорошее согласие результатов, полученных разными методами.

В ходе выполнения проекта ОЛИМПИА обнаружены три сверхдлинных трека (более 500 мкм), скорость травления которых  $V_{etch} > 35$  мкм/час. Если учесть, что экспериментально измеренная максимальная величина скорости травления треков в оливине для ядер урана перед их остановкой равна  $V_{etch,U} = 26 \pm 1$  мкм/час, то становится ясно, что заряды этих ядер существенно превышают 92. Так как в этой области зарядов функция  $Z(L, V_{etch})$  неизвестна, то для предварительной оценки заряда в первом приближении была произведена экстраполяция этой зависимости из области известных калибровочных ядер в область трансфермиевых ядер. В результате обнаружены и идентифицированы три ядра с зарядами в диапазоне  $105 < Z < 130$  и временем жизни более 3000 лет [Полухина, 2012; Багуля и др., 2013]. Выполненный регрессионный анализ позволил уточнить оценку заряда одного из этих трех ядер - он найден равным  $119(+10, -6)$  с вероятностью 95%. Именно такие ядра должны формировать «остров стабильности», и их обнаружение в природе подтверждает адекватность теоретических предсказаний и оправдывает усилия по синтезу сверхтяжелых элементов в земных условиях.

*Авторы выражают благодарность сотрудникам Отдела исследования материалов при ускорителе GSI (Дармштадт, Германия) за подготовку и проведение облучения ускоренными ионами урана исследуемых образцов оливина. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, Проект № 13-02-12020 ОФИ\_м, и частично Программы №22 фундаментальных исследований Президиума РАН.*

### **Литература**

1. Багуля А.В., Кашкаров Л.Л., Коновалова Н.С., Окатьева Н.М., Полухина Н.Г. Достижения в ядерно-физических исследованиях на трековых детекторах и перспективы использования трековой методики в астрофизике, физике элементарных частиц и прикладных работах // УФН. 2012. Т.182, № 6, С. 656-669.
2. Полухина Н.Г., Старков Н.И. Поиск сверхтяжелых элементов в галактических космических лучах // Письма в ЖЭТФ. 2013. Т. 97. Вып. 12, С. 811- 824.

3. Ginzburg V.L., Polukhina N.G., Feinberg E.L., Starkov N.I., Tsarev V.A. Problems and Horizons of the Search for Tracks of Heavy and Superheavy Nuclei in Olivine Crystals from Meteorites (OLIMPIYA project). // Dokl. Physics. 2005. V. 50. P. 283–285.
4. Binns W. R., Garrard T. L., Gibner P. S., Israel M.H., Kertzman M.P., Klarmann J., Newport B.J., Stone E.C., Waddington C.J.. Abundances of Ultraheavy Elements in the Cosmic Radiation – Results from HEAO 3 // Astrophys. J. 1989. V. 346. P. 997-1009.
5. O'Sullivan D., Thompson A., Domingo C., Domingo V., Wenzel K.-P. The outlook for ultra heavy cosmic ray studies with plastic track detectors // Nuclear Tracks Radiat. Meas. 1988.V. 15. P. 673-676.
6. Donnelly J., Thompson A., O'Sullivan D., Daly J., Drury L., Domingo V., Wenzel K.-P. Actinide and ultra-heavy abundances in the local galactic cosmic rays: an analysis of the results from the LDEF ultra-heavy cosmic-ray experiment // The Astrophys. J. 2012. V. 747. P. 1-14

#### SEARCH FOR THE TRACKS OF THE SUPERHEAVY NUCLEI OF GALACTIC COSMIC RAYS IN THE OLIVINE CRYSTALS FROM THE METEORITES

**<sup>1</sup>Bagulya A.V., <sup>1</sup>Volkov A.E., <sup>1</sup>Goncharova L.A., <sup>1</sup>Gorbunov S.A., <sup>2</sup>Kalinina G.V., <sup>1</sup>Konovalova N.S., <sup>2</sup>Pavlova T.A., <sup>1</sup>Polukhina N.G., <sup>1</sup>Okatyeva N.M., <sup>1</sup>Starkov N.I., <sup>1</sup>Tan Naing Soe**

<sup>1</sup> Lebedev Physical Institute (FIAN), RAS, Moscow  
[poluhina@sci.lebedev.ru](mailto:poluhina@sci.lebedev.ru)

<sup>2</sup> Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHI), RAS, Moscow, [gakalin@mail.ru](mailto:gakalin@mail.ru)

New results of the search for superheavy nuclei in the composition of galactic cosmic rays by track method are given. An original method of studying chemically etched tracks of heavy nuclei in olivine from pallasite meteorites of Marjalahti and Eagle Station was used to obtain a charge distribution of approximately 11590 nuclei with charge more than 40 in galactic cosmic rays.

# ЗАВИСИМОСТЬ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ОТ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ЩЕЛОЧНЫХ И ТОЛЕИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (Р.КОТУЙ)

<sup>1</sup>Баженова Г.Н., <sup>2</sup>Ладыгин В.М.

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН

<sup>2</sup>Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова

[skalka@geol.msu.ru](mailto:skalka@geol.msu.ru)

На севере Сибирской платформы в пределах Маймеча-Котуйской провинции в нижнем течении р. Котуй обнажены вулканические толщи верхне-пермского – нижнетриасового возраста [Бутакова 1962, Егоров 1995] которые были опробованы во время полевых работ сотрудниками МГУ в 2002 году. Базальты нижней арыджангской свиты представлены породами пикрит-нефелиновой формации, верхней коготокской –толеитовыми базальтами.

В данной работе мы заострили внимание на описание тех петрографических особенностей пород, которые влияют на их петрофизические свойства. И, в первую очередь это различие в минералогическом составе, количестве основной массы и структуры, а также количестве и размеров миндалин, степени вторичных изменений как самих пород, так и миндалин.

**Арыджангская свита (T<sub>1ar</sub>)** состоящая из 29 потоков, с редкими маломощными прослоями и линзами туфов, Она характеризуется прежде всего необычными щелочными ультраосновными бесполовошпатовыми базальтоидами, среди которых чаще всего встречаются лимбургиты, авгититы, авгитовые лимбургиты, реже мелиллитовые разности, которые в разном количестве содержат нефелин. Для всех них характерно большое количество (до 70%) криптозернистого и микрозернистого стекла, нацело замещенного вторичными минералами. Вкрапленники, количество которых колеблется от 10% до 25-30% , представлены авгитом (титан-авгитом размером до 1-2 мм.), в меньшем количестве оливином, замещенным илдингситом, серпентином, яркозеленым селадонитом, рудными минералами, хлоритом.

Определения лимбургиты, авгититы, мелиллититы условно, из-за сильного развития в них вторичных низкотемпературных процессов, как во вкрапленниках, так и в основной массе (стекло), которое также сильно замещено низкотемпературными минералами: хлоритом, кальцитом, цеолитами.

Структуры основной массы гиалопилитовые и интерсертальные. Основная масса, криптозернистой и мелкозернистой структуры, занимает до 50-70% породы и нацело замещена вторичными

продуктами. В ней имеются лишь мелкие микролиты авгита, редко наблюдаются тонкие иголки рутила, апатита, мелкие зерна рудного минерала, хлорита, гидроокислов железа. Почти все породы содержат от 1%-7% нефелина, который заключен в интерстициях в основной массе. Рудные минералы представлены титаномагнетитом, почти всегда перешедшими в магнетит и встречается в виде зерен кубических очертаний ( 0.1-0.2 мм) и в виде мелких пылевидных (0.01-0.03 мм) выделений в основной массе. Иногда зерна рудного группируются вокруг зерен авгита. Общее количество от 1-2 до 15-20% породы.

Породы арыджангской свиты почти всегда содержат то или иное количество миндалин от 1 до 3-4 см, выполненных крупными кристаллами кальцита и цеолитами.

**Коготокская свита** (Т<sub>1</sub>kg) представлена 17 потоками однообразных толеитовых базальтов, перемежающихся с туфами. Базальты порфирировидные с интерсертальной и пойкилоофитовой структурами, содержащими сосюритизированный плагиоклаз ( до 35-40%) размером от 0.5 до 3-4 мм, хлоритизированные клинопироксены (0-30 %), иногда сильно замещенный оливин до 2 мм, Основная масса (10-15%) сложена мелкими кристаллами плагиоклазов и клинопироксенов. Рудные минералы ( до 15%). встречаются в виде сростков до 0.2 мм и в виде мелкой пыли в основной массе. Миндалины, размером 0.02-до 30 мм, в количестве от 0 до 40% распределены неравномерно, заполнены кальцитом, цеолитами, хлоритом.

Таблица 1. Средний химический состав базальтов двух свит.

Свита	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.
Т <sub>1</sub> kg	47,3	1,8	10,1	14,1	9,9	7,1	0,8	1,5	0,5	5,7
Т <sub>1</sub> ar	34,4	3,7	7,7	16,3	15,2	10	1	3,7	1	7,2

Таким образом, породы арыджангской и коготокской свиты различаются минералогическим и химическим составом ( см. таблицу), что выражается в разнице величин плотности твердой фазы (3.13 и 2.91 г/см<sup>3</sup> ) количестве основной массы и степени вторичных изменений а также ее структурами. Все это первую очередь сказывается на проницаемость пород и обеспечивает различие в скоростях продольных волн, гигроскопичности, прочности.

Базальты коготокской свиты имеют гораздо более четко выраженное двухчленное строение – в нижней части потока они массивные, а в верхней - миндалекаменные. в арыджангской -

такое строение менее заметно и миндалины встречаются практически по всей мощности потока

К сожалению, неизмененных (первичных) пород этих двух свит не имеется, в связи с этим, приходится рассматривать только преобразованные породы, затронутые, в той или иной степени вторичными, метаморфическими процессами.

Естественно, что эти две разновидности пород различаются по свойствам, причем это касается всех показателей. плотность ( $\rho_0$ ) - 2.71-2.8 г/см<sup>3</sup>, плотность твердой фазы ( $\rho_m$ ) -2.91 и 3.13 г/см<sup>3</sup>, общая пористость (П)-6.8 и 10.5 %, открытая пористость (П<sub>о</sub>) -2.5 и 6 %, (W) - водопоглощение -0.96 и 2.41 %, гигроскопическая влажность (W<sub>g</sub>) -1.6 и 0.91 %, скорость продольных волн (V<sub>p</sub>) -5 и 4.5 км/с, скорость поперечных волн (V<sub>s</sub>)-2.9-2.95 км/с, магнитная восприимчивость ( $\chi$ )-14.7 и 116\*10<sup>-3</sup> ед.СИ, соответственно для базальтов коготокской и арынджанской свит.

Таблица. 2. Физико-механические свойства базальтов

№	плотн мин. Плот г/см <sup>3</sup>	П %	W <sub>г</sub> %	W <sub>в</sub> %	V <sub>p</sub> км/с	V <sub>s</sub> км/с	Rсж Мпа	магн. ед.СИ
Т кг мас.	2,78	3	7,9	1,4	0,4	5,00	3	13,0
Т кгмин.	2,61	3	12,6	1,8	1,4	4,40	3	17,5
Т аг.мас.	2,76	3,2	9,9	1,3	1,4	4,65	3	114
Т аг.мин.	2,69	3,2	16,0	1,6	3,5	3,95	3	76

Отличия в свойствах связаны с различными причинами: одни – такие как плотность твердой фазы; в какой-то мере плотность, магнитная восприимчивость, связаны с химическим составом первичного расплава. Другие - плотность породы, проницаемость, упругие свойства и прочность, – с величиной газовой составляющей расплава и с динамикой процесса отделения первичных газов – и от нее же зависит характер и скорость вторичных преобразований – способность вторичных флюидов проникать во все участки породы и способствовать замене первичных минералов – вторичными. Надо отметить, что метаморфические изменения проявились избирательно - есть породы сильно преобразованные, с низкими показателями свойств ( $\rho_0 < 2.7$  г/см<sup>3</sup>, W<sub>g</sub> >1.5 %, V<sub>p</sub> < 4.2 км/с), есть и слабо измененные, где они максимальны ( $\rho_0 > 2.85$  г/см<sup>3</sup> W<sub>g</sub> < 1% , V<sub>p</sub> > 4.5 км/с., что говорит о незавершенности процесса преобразований, и о непродолжительности пребывания этих пород в зоне повышенных температур и давления.

Как уже сказано выше, среди них встречаются как массивные, так и миндалекаменные разности. Естественно, что наличие первичных пустот и каналов, образовавшихся в породе при застывании, способствует скорости и интенсивности вторичных преобразований. Это приводит к еще большим изменениям свойств, но не всех. Величина магнитной восприимчивости больше у миндалекаменных базальтов, что, по-видимому связано с более глубокой проработкой рудных минералов и переводом их в магнетит.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-00530-а).*

### **Литература**

1. Бутакова Е.Л., Егоров Л.С. Маймеча-Котуйский комплекс формаций ультраосновных и щелочных пород //В кн. Петрография Восточной Сибири, изд-во АН СССР, 1962.
2. Егоров Л.С. Расчленение и корреляция вулканогенных образований триаса Маймеча-Котуйской провинции. Недра Таймыра. Сб. трудов. Норильск. 1995. С.141-155.
3. Егоров Л.С. Расчленение и корреляция вулканогенных образований триаса Маймеча-Котуйской провинции. Недра Таймыра. Сб. трудов. Норильск. 1995. С.141-155.

## DEPENDENCE OF PETROPHYSICAL PROPERTIES ON PETROGRAPHIC PECULIARITIES OF ALKALINE AND TOLEITE BASALTS FROM SIBERIA PLATFORM (R.KOTUY)

<sup>1</sup>Bazhenova G.N., <sup>2</sup>Ladygin V.M.

<sup>1</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS

<sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology,

[skalka\\_1@mail.ru](mailto:skalka_1@mail.ru)

The paper considers the relationships between physical-mechanical properties and geological-mineralogical peculiarities of basalts of Ayndzhansky and Kogotokskoy suite of Early Triassic age ( of r. Kotuy).

## ПРОТИВОТОЧНАЯ КАПИЛЛЯРНАЯ ПРОПИТКА ГОРНЫХ ПОРОД: РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

**Барабанов В.Л.**

Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва,  
[vlbarabanov@mail.ru](mailto:vlbarabanov@mail.ru)

Известно, что капиллярная пропитка нефтяных коллекторов является действенным фактором долговременного нефтеизвлечения. Особенно это касается низкопроницаемых коллекторов, а также порово-трещинных коллекторов, осложненных кавернозностью. В то же время, несмотря на сравнительный большой объем модельных экспериментов, большинство их ограничивалось сравнительно небольшим временем, предполагающим, что выход кривой насыщения на условную асимптоту сигнализирует о необратимом затухании процесса. В экспериментах по капиллярной пропитке обычно строятся графики прироста насыщенности от безразмерного времени

$t_D = \frac{1}{L^2} \sqrt{\frac{k}{m}} \frac{\sigma}{\sqrt{\mu_w \mu_{nw}}} t$ , где  $L$  – характерная длина образца, м;  $k$  – про-

ницаемость, м<sup>2</sup>;  $m$  – пористость;  $\sigma$  – коэффициент поверхностного натяжения, Н/м;  $\mu_w$ ,  $\mu_{nw}$  – динамические вязкости, соответственно, смачивающей и несмачивающей фаз, Па·с. В большинстве известных экспериментов это безразмерное время не превышает 10<sup>3</sup>, и кривые насыщенности имеют S-образную форму [Behbahani H. et al., 2006; Morrow et al., 2006]. В настоящей работе приведены результаты лабораторных экспериментов по противоточной капиллярной пропитке образцов горных пород, где максимальное безразмерное время составило 10<sup>5</sup>-10<sup>6</sup>. Проведение столь длительных наблюдений позволило установить, что существует некая «кажущаяся» («промежуточная») асимптота предельной насыщенности, где скорость пропитки мала, но далее процесс пропитки ускоряется, и кривая роста насыщенности приобретает N-образную форму.

Параметры противоточной капиллярной пропитки определялись по изменению гидростатического веса образцов, полностью погруженных в пропитывающую жидкость. Принцип измерения состоит в преобразовании наклона коромысла рычажных весов ВР-4Э в электрический сигнал. На коромысле весов закреплен датчик наклона на базе твердотельного акселерометра. Исследуемый образец подвешивался на тонкой нити к плечу коромысла и опускался в сосуд с водой. На другом плече коромысла размещался компенсирующий груз. Эксперименты проводились при комнатной температуре.

Регистрация прироста веса образца проводилась автоматически с выводом данных на персональный компьютер с дискретизацией по

времени от 10 с до 2 мин. Чувствительность к изменению веса образца в разных экспериментах составляла от 0.3 до 0.5 мг.

Образцы представляли собой цилиндры с приблизительно одинаковыми длиной и диаметром (по ~30 мм). В качестве пропитывающей жидкости использовалась дистиллированная вода. В первой серии экспериментов образцы с открытыми торцами и боковой поверхностью полностью погружались в воду, причем их боковая поверхность была параллельна поверхности воды. Во второй серии экспериментов боковая поверхность образцов изолировалась, проницаемыми оставались только оба торца. В третьей серии экспериментов один из торцов также изолировался, и пропитка осуществлялась только через единственный проницаемый торец. Длительность каждого эксперимента достигала 1000 час, или 40 сут. После каждого эксперимента образцы высушивались до постоянного веса.

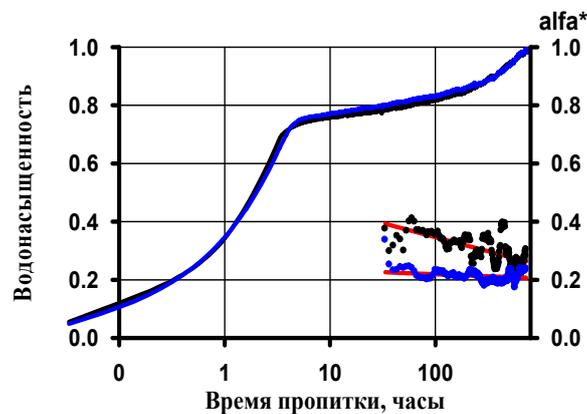


Рис. 1. Примеры кривых противоточной капиллярной пропитки образцов через один проницаемый торец.

По результатам экспериментов получены кривые самопроизвольного капиллярного вытеснения воздуха водой в координатах текущая водонасыщенность – время. Примеры таких кривых при пропитке через единственный открытый торец показаны на рис. 1. Очевидно, что их S-образная форма сохраняется только до 10-100 час, далее форма кривых более напоминает N-образную: на заключительной стадии фиксируется устойчивый рост насыщенности к максимально возможной, равной 1. На этом же рисунке представлено уменьшение со временем пропитки параметра  $\alpha^*$  - максимума мультифрактального спектра сингулярности кривых насыщенности [Барабанов, Любушин, 2013].

По полученным кривым определялись следующие параметры: (1) показатель степени  $\alpha$  закона  $S \propto t^\alpha$ , аппроксимирующего рост насыщенности на начальной стадии пропитки; (2) времена  $T_1$  и  $T_2$ , ограничивающие интервал «кажущегося» снижения скорости пропит-

ки; (3) коэффициент  $\beta$  закона  $S \propto \beta \log t$ , аппроксимирующего рост насыщенности на конечной стадии пропитки. Эти параметры определялись по экспериментам, когда пропитка осуществлялась через два или один торец образца. Дополнительно определялся коэффициент  $\gamma$  закона  $S \propto \gamma \log t$ , аппроксимирующего пропитку образца с полностью открытой поверхностью на начальной стадии.

Если построить зависимости указанных эмпирических параметров от величины  $\sqrt{k/m}$ , где  $k$  – проницаемость,  $m$  – пористость, то можно проследить следующие тенденции:

1. В начальной стадии противоточной капиллярной пропитки образцов с проницаемостью менее 40 мД через один или два открытых торца увеличение насыщенности хорошо аппроксимируется степенным законом  $S \propto t^\alpha$ . Согласно теоретическим моделям и некоторым экспериментам с разными пористыми материалами, показатель  $\alpha=0.5$ . В наших же экспериментах показатель  $\alpha$  превышает эту теоретическую величину и варьирует в пределах от 0.57 до 0.68 и даже выше. Прослеживается явная тенденция увеличения показателя  $\alpha$  с ростом проницаемости  $k$  или величины  $\sqrt{k/m}$ .

2. Конечная стадия противоточной капиллярной пропитки исследованных образцов приближенно описывается законом  $S \propto \beta \log t$  с медленным асимптотическим приближением насыщенности к максимально возможной (в отдельных случаях – даже, как это не удивительно, к 1). Величина коэффициента  $\beta$  варьирует от 0.1 до 0.3 и имеет тенденцию к снижению с ростом проницаемости образцов.

3. Начальная стадия противоточной капиллярной пропитки образцов с полностью открытой поверхностью с проницаемостью менее 40 мД хорошо аппроксимируется законом  $S \propto \gamma \log t$ . Величина коэффициента  $\gamma$  варьирует от 0.12 до 0.58 и имеет тенденцию к увеличению с ростом проницаемости образцов.

4. Величины времен  $T_1$  и  $T_2$ , ограничивающие интервал «промежуточного» замедления капиллярной пропитки, имеют тенденцию к снижению с увеличением величины  $\sqrt{k/m}$ . При этом величина этого интервала в логарифмическом масштабе с ростом проницаемости остается постоянной: время  $T_2$  приблизительно в 100-200 раз больше времени  $T_1$ .

Возможная связь исследованных эмпирических законов  $S \propto t^\alpha$ ,  $S \propto \beta \log t$  и  $S \propto \gamma \log t$  с геофизическими свойствами проницаемых пористых сред обсуждается в работах [Барабанов, Любушин, 2014; Барабанов, 2014].

Обнаруженная закономерность роста скорости капиллярной пропитки после промежуточного снижения наблюдалась и другими ис-

следователями [Li et al., 2011; Yu et al., 2008]. Тем не менее, какой-либо количественной модели этого эффекта еще не построено.

### **Литература**

1. Барабанов В.Л. Эмпирические параметры модели противоточной капиллярной пропитки горных пород// Геофизические исследования. 2014. Т. 15, № 1. С. 27-52.
2. Барабанов В.Л., Любушин А.А. Опыт исследования фрактальных свойств капиллярной пропитки горных пород// Инженерно-физический журнал. 2013. Т. 86, № 1. С. 3-13.
3. Барабанов В.Л., Любушин А.А. Фрактальные свойства капиллярной пропитки горных пород: лабораторные эксперименты// Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2014. № 2. С. 49-58.
4. Behbahani H., Di Donato G., Blunt M. Simulation of counter-current imbibition in water-wet fractured reservoirs// Jour. Petroleum Science and Engineering. 2006. V. 50. P. 21-39.
5. Li Y., Mason G., Morrow N., Ruth D. Capillary pressure at a saturation front during restricted counter-current spontaneous imbibition with liquid displacing air// Transport in Porous Media. 2011. V. 87. P. 275-289.
6. Morrow N., Fisher Y., Li Y., Mason G., Ruth D., Yin P. Wo S. Fundamental of reservoir surface energy as related to surface properties, wettability, capillary action, and oil recovery from fractured reservoirs by spontaneous imbibition/ DE-FC26-03NT15408/Semi-Annual Report 07/01/2006 -12/31/2006/University Ave Laramie, WY 82071.
7. Yu L., Evje S., Kleppe H., Fjelde I., Skjaeveland S. Spontaneous imbibition of seawater into preferentially oil-wet chalk copes - experiments and simulations// [www.ux.uis.no/nsevje/files/SI-Exp%20and%20Sivo.FinalVersion.pdf](http://www.ux.uis.no/nsevje/files/SI-Exp%20and%20Sivo.FinalVersion.pdf)

### **THE COUNTER-CURRENT IMBIBITION OF ROCKS: RESULTS OF THE LABORATORY EXPERIMENTS**

**Barabanov V.L.**

Institute of Oil and Gas Research (IPNG) RAS, Moscow

[vlbarabanov@mail.ru](mailto:vlbarabanov@mail.ru)

The experiments for the spontaneous counter-current imbibition of rocks were carried out. The empirical parameters of dependences of the increase of the saturations during time were obtained. It was found that the increasing of the saturation divides at three stages: quick increasing, slow increasing and then quick increasing to the limit saturation.

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ: ТРИ СОСТАВЛЯЮЩИХ КОРОВОГО ВЕЩЕСТВА

**Баренбаум А.А.**

Институт проблем нефти и газа РАН (ИПНГ РАН), Москва

[azary@mail.ru](mailto:azary@mail.ru)

**Введение.** В отличие от базальтовой коры океанов, выплавленной в последние ~100 млн. лет из ультраосновных пород мантии, кора материков подстилается метаморфизованными гранитогнейсовыми породами, которые начали формироваться еще в катархее (ранее 3.8 млрд. лет назад) [Браун, Массет, 1984].

Изучение древнейших пород позволяет заключить [Балашов и др., 1991], что ранняя кора Земли формировалась, как и современная океаническая, в результате выплавления из мантийного вещества, которое уже тогда было сильно деплитировано. Механизм плавления не сильно отличался от происходящего сегодня. Однако ранняя кора содержала меньшее количество кремнезема и щелочей. А также, по-видимому, имела анортозитовый состав [Барсуков, 1982]

**Проблема континентальной коры.** Считается, что земная кора возникла в ходе планетеземальной аккреции Земли ~4.6 млрд. лет назад. Предложены разные сценарии этого процесса [Яковлев и др., 2000]. Они предполагают, что на конечном этапе образования Земли ее поверхность была расплавлена. Но уже ~4.4 млрд. лет назад у Земли появляются зачатки анортозитовой коры [Барсуков, 1982; Хаин, 2003]. В дальнейшем объем коры растет, обнаруживая повышенный рост ~3.8 ~2.6, ~1.65, ~1.0 и ~0.6 млрд. лет назад [Браун, Массет, 1984].

Несмотря на большое количество гипотез, призванных объяснить происхождение земной коры, этот вопрос пока не решен [Хаин, 2003]. Укажем две, на наш взгляд, наиболее серьезные трудности. Первая состоит в очень малом объеме гранитных магм, которые могут быть выплавлены из ультраосновных мантийных пород. Вторая трудность связана с объяснением причин цикличности образования земной коры в докембрии с характерным временем ~1 млрд. лет.

**Новый подход к проблеме.** Наиболее спорным в современных представлениях является вопрос о применимости гипотезы Канта-Лапласа к образованию Земли. Поскольку эта гипотеза игнорирует тот факт, что Солнечная система и ее планеты могут подвергаться мощным галактическим воздействиям, как на стадии образования, так и в процессе последующей эволюции [Баренбаум, 1992, 2010].

В связи с открытием явления струйного истечения вещества из центра Галактики установлено [Баренбаум, 2010], что при движении в Галактике планеты Солнечной системы через каждые 20-37 млн. лет бомбардируются галактическими кометами, и примерно раз в

млрд. лет Солнце взаимодействует с другими звездами Галактики, меняя параметры своей орбиты.

С учетом этого явления автор предложил отличную от гипотезы Канта-Лапласа схему образования Солнечной системы и ее планет, названную «Космогонией открытой Солнечной системы (КОСС)». Концепция КОСС построена на двух постулатах [Баренбаум, 1992]:

1) Солнце и планеты представляют собой «открытую» систему космических тел, подверженную влияниям звезд и комет Галактики, которые приносят в нее большие порции вещества и энергии.

2) Событие  $4.6 \pm 0.1$  млрд. лет назад – не единственный, а начало второго цикла образования планет Солнечной системе, вызванного гибелью планеты Фаэтон, создавшей современный пояс астероидов.

**Концепция КОСС.** Предполагается, что в эволюции Солнечной системы было два цикла формирования. Сами планеты возникли на первом этапе, а их спутники и астероиды – на втором, после гибели планеты Фаэтон. Солнце и планеты тогда существовали уже не менее ~2 млрд. лет, а Земля обладала Fe-Ni ядром, корой и близкой к современной системой мантийных оболочек [Баренбаум, 2010].

Гибель Фаэтона, вероятно, явилась следствием пролета Солнца через массивное облако звезд, что нарушило фигуру устойчивости планеты [Савченко, 1975], вызвав ее фрагментацию. Превращение Фаэтона в груды обломков, которые, образовав на его орбите кольцо, были объектами столкновений с галактическими кометами, и стало причиной второго цикла формирования Солнечной системы.

Рассеяние в кольце большого количества кометного вещества наряду с ростом массы Солнца инициировало еще три процесса, происходивших в разных частях Солнечной системы одновременно: 1) дробление и перемешивание материала галактических комет и астероидов при их столкновениях в кольце; 2) массовый выброс из кольца вторичных комет и обломков Фаэтона, бомбардировавших все планеты и 3) вынос наружу из кольца огромных объемов газов и пыли, которые захватывались внешними к поясу планетами.

Следуя КОСС, изначально массы планет с удалением от Солнца отвечали стандартной модели [Витязев и др. 1990]. Но после гибели Фаэтона планеты претерпели изменения, которые отразились на их массе и строении. Причем если внешние планеты: Юпитер, Сатурн и Уран приобретали спутники и, захватывая кометные газы, ставшие их оболочкой [Шмидт, 1957], превращались в ядра планет-гигантов. То внутренние планеты, включая Землю, теряли собственную массу.

С гибелью Фаэтона связано и появление у Земли спутника – Луны. Эта гипотеза позволяет по-новому подойти и к решению проблемы образования континентальной коры, приняв во внимание основные

источники ее вещества. Их три – это: 1) остатки первичной земной коры, 2) породы Фаэтона, и 3) вещество галактических комет.

**Первичная кора.** Расчеты показывают, что в результате падений фрагментов Фаэтона Земля лишилась  $\sim 245 \pm 10$  км поверхностного слоя пород. Этот слой на  $\sim 1/3$  состоял из первичной анортозитовой коры и на  $\sim 2/3$  из пород мантии. 18% оторвавшегося вещества вошло в состав Луны, а остальное утерялось. Поверхность Земли при этом могла расплавиться до глубины  $\sim 100$  км. После остывания расплав дифференцировался на кору и мантийную часть. Но из-за потери  $\sim 2/3$  первичной коры оставшегося корового вещества хватило лишь на то, чтобы покрыть континентами  $\sim 1/3$  поверхности земного шара.

**Вещество Фаэтона.** После возникновения астероидного кольца падения на Землю обломков Фаэтона становятся обычным явлением. Наиболее часто астероиды падают  $\sim 3.6$ ,  $\sim 2.6$ ,  $\sim 1.65$  и  $\sim 1.0$  млрд. лет назад вслед за взаимодействиями Солнца со звездами, менявшими параметры его орбиты в Галактике. Период от 2.6 до 1.8 млрд. лет – это главная эпоха отложения джеспилитов [Голдич, 1975]. Учитывая запасы этих руд и содержание Fe в осадочных породах той эпохи, на Землю тогда могло выпасть  $\sim 10^{23} - 10^{24}$  г мантийных пород Фаэтона, что сопровождалось планетарными процессами рудообразования и тектономагматизма [Страхов, 1986]. Активизация этих процессов отмечена также  $\sim 3.6$ , 1.65 и 1.1 млрд. лет назад [Пушкарев, 1990].

**Кометное вещество.** Наряду с объектами астероидного кольца поставщиком на Землю корового материала являлись галактические кометы. Их падения носили характер ливней, которые повторялись в среднем через 25 млн. лет. За один раз на Землю с кометами могло поступать  $\sim 10^{20} - 10^{22}$  г воды, на порядок меньше углерода и на  $\sim 2-3$  порядка меньше других химических элементов в соответствии с их космической распространенностью. Особую роль играли падения галактических комет с повышенными содержаниями Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K и Ca. На Земле эти петрогенные элементы участвовали в образовании пород земной коры, а некоторые, например, фосфаты и соли даже формировали в фанерозое промышленные скопления.

**Выводы:** Континентальная кора является продуктом длительной переработки в тектоносфере вещества трех основных источников:

1) остатков первичной легкой и тугоплавкой анортозитовой коры, образовавшейся у Земли ранее 4.6 млрд. лет назад;

2) обломков Фаэтона (астероидных тел), в большом количестве выпадавших на Землю  $\sim 4.6$ , 3.6, 2.6, 1.65 и 1.0 млрд. лет назад после взаимодействий Солнца со скоплениями звезд Галактики;

3) галактических комет, содержащих в своем веществе Si, Al, Mg, Ca, K, Na, P и др. петрогенные химические элементы, необходимые для образования кислых гранитных магм.

## Литература

1. Балашов Ю.А., Виноградов А.Н., Митрофанов Ф.П. Изотопно-геохимические и петрологические данные о формировании и преобразовании протокры / / Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. С. 102-112.
2. Баренбаум А.А. Происхождение астероидов и метеоритов (новая космогоническая концепция) // Концептуальные основы геологии. СПб: СПб ГУ, 1992. С. 9-27.
3. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: ЛИБРОКОМ, 2010. 546 с.
4. Барсуков В.Л. Сравнительная планетология и ранняя история Земли // Вестник АН СССР, 1982. №4. С. 42-52.
5. Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. М.: Мир, 1984. 263 с.
6. Витязев А.В., Печерникова Г.В., Сафронов В.С. Планеты земной группы. Происхождение и ранняя эволюция. М.: Наука, 1990. 295 с.
7. Голдич С.С. Возраст докембрийских полосчатых железорудных формаций // Докембрийские железорудные формации Мира. М.: Мир, 1975. С. 386–297.
8. Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора – мантия. Л.: Наука, 1990. 217 с
9. Страхов Н.М. Избранные труды. Проблемы осадочного рудообразования. М.: Наука, 1986. 582 с.
10. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
11. Шмидт О.Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 139 с.
12. Яковлев О.И., Диков Ю.П., Герасимов М.В. Роль ударно-испарительной дифференциации на стадии аккреции Земли // Геохимия. 2000. Т.38, №10. С. 1027-1045

## ORIGIN OF CONTINENTAL CRUST: THREE COMPONENTS OF CRUSTAL MATERIAL

### **Varenbaum A.A.**

Oil and Gas Research Institute (OGRI) RAS, Moscow, [azary@mail.ru](mailto:azary@mail.ru)

The origin of continental crust is discussed from the standpoint of cosmogonical concept "The Open Solar system." We concluded that continental crust is result of lengthy transformation of substance from three main sources: 1) of remnants primary crust created before 4.6 bln years ago; 2) of Phaeton's fragments falling on Earth in form asteroids and meteorites; and 3) of galactic comets falling on Earth every ~25 mln. years and containing main chemical elements necessary for formation of granitic magmas.

## ПОЛОЖЕНИЕ СОЛНЦА В ГАЛАКТИКЕ В ЭПОХУ РАЗРУШЕНИЯ ФАЭТОНА

**Баренбаум А.А.**

Институт проблем нефти и газа РАН (ИПНГ РАН), Москва

[azary@mail.ru](mailto:azary@mail.ru)

**Введение.** Согласно [Баренбаум, 2010], событие в Солнечной системе 4.6 млрд. лет назад было следствием разрушения планеты Фэтон и образования из его обломков пояса астероидов. Причиной гибели Фэтона явился пролет Солнца через массивное скопление звезд, что нарушило фигуру устойчивости этой планеты [Савченко, 1987]. Такие пролеты случались и позже, но они уже не приводили к разрушению планет, однако вызывали выброс из пояса крупных тел, падавших на все планеты. Этими падениями мы объясняем эпохи кульминаций на Земле геологических процессов 3.5, 2.6, 1.65 и ~0.6 млрд. лет назад [Баренбаум и др., 2004; Баренбаум, 2010].

В настоящей работе показано, что разрушение Фэтона, как и кульминации геологических циклов с периодом 1 млрд. лет, вызваны пересечением Солнца одного и того же звездного скопления. Целью статьи является расчет положения этого скопления в Галактике в настоящее время, а также в эпоху гибели Фэтона. К решению этой задачи привлечена астрономическая модель движения Солнца в Галактике [Баренбаум, 2002, 2010], апробированная для фанерозоя.

**Модель.** В основе астрономической модели лежит физическая модель Галактики в виде изотермической сферы звезд, эволюция которой сопровождается взрывным разрушением звезд в ее центре. Образующиеся газопылевые продукты разрушения звезд постоянно выбрасываются из центрального быстровращающегося ядерного диска Галактики и в виде двух струйных потоков распространяются в галактической плоскости. В процессе этого движения газ и пыль конденсируются в плотные газопылевые облака, кометы и звезды.

Часть газопылевого вещества захватывается и увлекается 4-мя галактическими рукавами. В местах пересечения струйных потоков с рукавами и происходят наиболее активно процессы газоконденсации и звездообразования. Солнце движется вокруг центра Галактики по эволюционирующей эллиптической орбите, пересекая на время 2-5 млн. лет струйные потоки и галактические рукава. В эти эпохи все планеты бомбардируются галактическими кометами, и периодически раз в 1 млрд. лет Солнце проходит сквозь плотные скопления звезд, меняя параметры орбиты, прежде всего ее эксцентриситет и фазу.

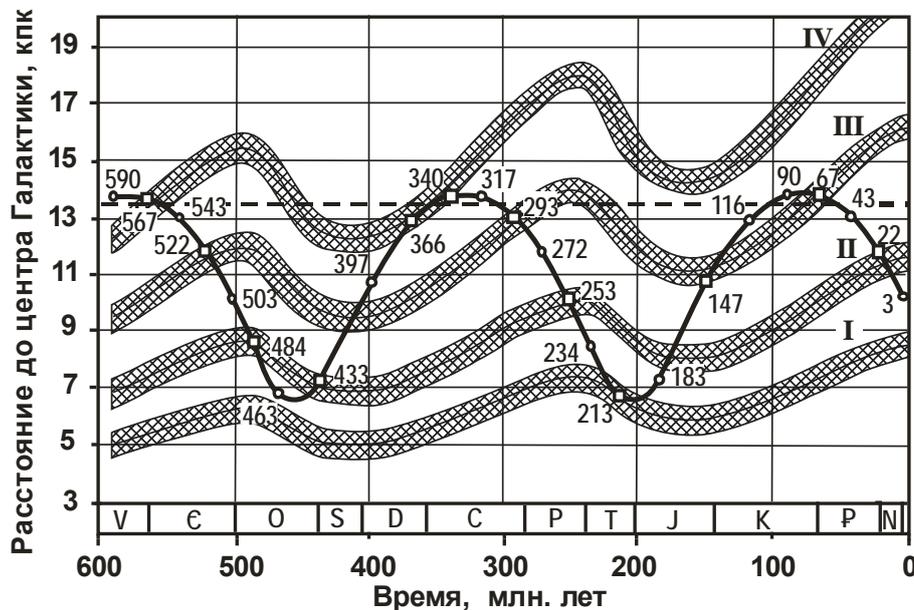
При резких изменениях движения Солнца астероиды в большом количестве выбрасываются из пояса во внутреннюю зону Солнечной

системы, откуда за  $\sim 10^7$ - $10^8$  лет выпадают на планеты. На Земле эти эпохи отмечены активизацией всех геологических процессов.

Солнечная орбита представляет собой эллипс эксцентриситетом 0.36 и большой полуосью 10.17 кпк, медленно поворачивающийся в плоскости Галактики в направлении движения Солнца со скоростью  $3.14 \cdot 10^{-9}$  лет<sup>-1</sup>. Сидерический и аномалистический периоды Солнца соответственно составляют  $T_\phi = 223$  млн. лет и  $T_R = 250$  млн. лет. В апогалактии Солнце удаляется от центра Галактики на расстояние  $R_{\max} = 13.8$  кпк, а в перигалактии приближается к нему на  $R_{\min} = 6.4$  кпк.

Анализ данных геологии показывает, что на временах  $\sim 1$  млрд. лет эволюцию Галактики можно не учитывать. В последние 600 млн. лет влияние на орбиту Солнца других звезд также не заметно. Поэтому события, положенные в основу построения шкалы фанерозоя, были исключительно вызваны падениями на Землю галактических комет.

Вычисленные времена кометных падений приведены на рис. 1.



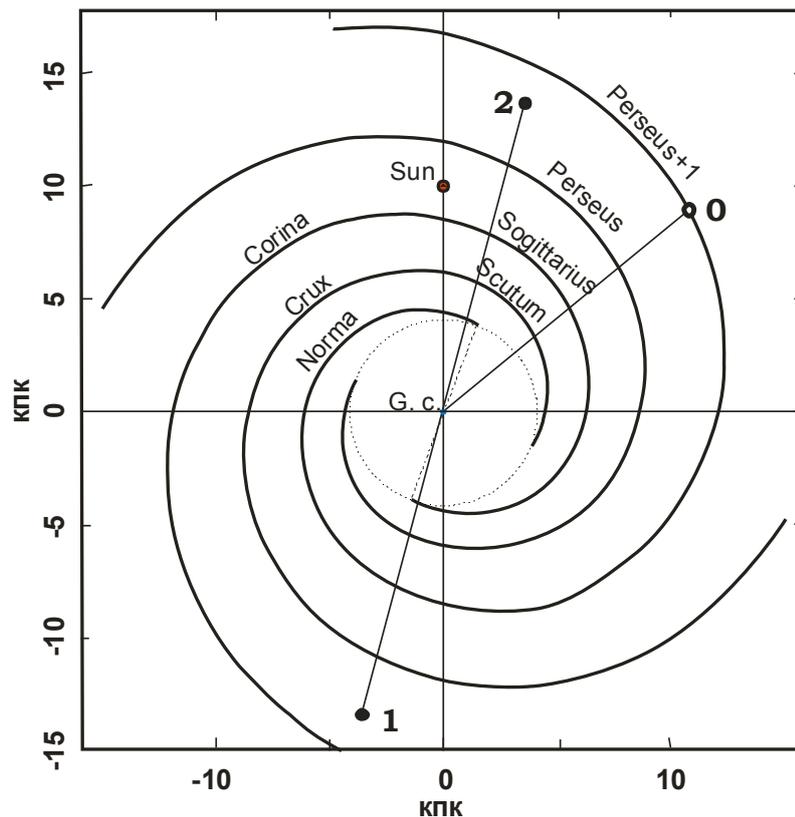
**Рис. 1.** Удаление Солнца от центра Галактики и 4-х ее спиральных рукавов. Римские цифры – номера рукавов; кривая линия – солнечная орбита; кружки на орбите – моменты попадания Солнца в струйные потоки, квадраты – в зоны газоконденсации и звездообразования рукавов; пунктирная линия – радиус коротации Галактики  $R^* = 13.5$  кпк; номера рукавов – римские цифры

Модель хорошо объясняет времени как границ стратонов, так и принцип построения самой шкалы фанерозоя. Времена нахождения Солнца в струйных потоках совпадают с границами ее отделов, а в зонах газоконденсации и звездообразования рукавов – с границами периодов. Активность газоконденсации в рукавах максимальна на расстоянии радиуса коротации от центра Галактики. Возникающие здесь звезды и кометы обладают повышенной металличностью, а падения таких комет определяют границы эр [Баренбаум и др., 2004].

**Результативная часть.** Данную модель мы привлекли и к анализу геологических циклов Земли в докембрийское время. Ввиду низкой точности датировки геологических событий  $\sim 0.6$ ,  $\sim 1.65$ ,  $\sim 2.6$ ,  $\sim 3.5$  и  $\sim 4.6$  млрд. лет назад, можно принять, что они происходят со строгим периодом  $T = 1$  млрд. лет под действием некой космической причины.

Следуя астрономической модели, этой причиной может являться регулярное пересечение Солнцем одного и того же скопления звезд, которое движется по круговой орбите в ту же сторону, что и Солнце, но большего радиуса  $R_{ск}$ , и за 4 полных оборота Солнца делает 4.5 оборота вокруг галактического центра. Следовательно, орбитальный период скопления должен быть  $T_{ск} = 222.22$  млн. лет. Это значение практически совпадает с периодом  $T_{\phi} = 223$  млн. лет обращения Солнца и системы галактических рукавов вокруг центра Галактики.

Из данных рис. 1 следует, что в последний раз Солнце пересекло скопление на расстоянии  $R_{ск} \approx R_{max}$  от центра Галактики 570 млн. лет назад. Полагая, что  $T_{ск}$  и  $T_R$  не меняются во времени, рассчитаем положение скопления в данный момент, а также места, где Солнце пересекало скопление звезд ранее. Эти места показаны на рис. 2.



**Рис. 2.** Система спиральных рукавов Галактики в проекции на галактическую плоскость по [Vallee, 2002] с исправлениями [Баренбаум, 2002]. На чертеж нанесены точки: 0 – современное положение звездного скопления в рукаве Perseus+1; 1 – положение Солнца в моменты пересечения им этого рукава: 0.57, 2.57 и 4.57 млрд. лет назад; 2 – в моменты: 1.57 и 3.57 млрд. лет назад.

### **Обсуждение результатов и выводы:**

1. Плотное скопление звезд, где произошло разрушение Фэтона, принадлежит рукаву Perseus+1 (рукав IV на рис. 1), с которым оно вращается вокруг центра Галактики с периодом  $T_{\phi} = 222.2$  млн. лет.

2. В моменты пересечения Солнцем рукава Perseus+1 положение скопления звезд совпадает с зоной звездообразования, где процессы газоконденсации и образования звезд в рукаве наиболее активны.

3. Солнце пересекает рукав Perseus+1 в двух фиксированных точках галактической плоскости. В точке «1» – 4.57, 2.57 и 0.57 млрд. лет назад, и в точке «2» – 1.57 и 3.57 млрд. лет назад.

4. Судя по железным метеоритам Fe-II, возраст которых на 0.3–1.9 млрд. лет старше, чем у других типов метеоритов [Соботович, 1977], Солнечная система возникла в рукаве Perseus+1, когда он пересекал точку «1» ~ 6.6 млрд. лет назад. В том же рукаве и в той же точке Галактики произошло разрушение планеты Фэтон только на 2 млрд. лет позже.

### **Литература**

1. Баренбаум А.А. Галактика, Солнечная система, Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. М.: ГЕОС. 2002. 393 с.
2. Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А. Геохронологические шкалы и астрономическое время // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т.10. №2. С. 3–14.
3. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: ЛИБРОКОМ. 2010. 546 с.
4. Баренбаум А.А. Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Крупномасштабные тектонические циклы: анализ с позиций галактической концепции // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2004. №3. С. 3–16.
5. Савченко К.Н. Космогония Канта и проблема происхождения малых тел Солнечной системы // Проблемы происхождения тел Солнечной системы. М.-Л.: Наука, 1975. С. 8–243.
6. Соботович Э.В. Изотопная космохимия. М.: Атомиздат, 1974. 208 с
7. Vallee J.P. Metastudy of the spiral structure of our home Galaxy // Astrophys. J. 2002. V. 566. №1. P. 261–266.

### **SUN'S POSITION IN GALAXY AN ERA OF PHAETON DESTRUCTION Barenbaum A.A.**

Oil and Gas Research Institute (OGRI) RAS, Moscow, [azary@mail.ru](mailto:azary@mail.ru)

It is shown that in the era of Phaeton's destruction 4.6 billion years ago, the Sun has crossed galactic sleeve of Perseus+1 at a distance of corotation radius from Galaxy center. Formation of Solar system happens earlier on 2 billion years into the same zone of this galactic sleeve.

## КОМПЛЕКСНОЕ РАЗНОМАСШТАБНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КОЛЛЕКТОРОВ УГЛЕВОДОРОДОВ

<sup>1</sup>Баюк И.О., <sup>1</sup>Белобородов Д.Е., <sup>1,2,5</sup>Герке К.М., <sup>1,3</sup>Гилязетдинова Д.Р.,  
<sup>1,3</sup>Корост Д.В., <sup>1</sup>Краснова М.А., <sup>1,4</sup>Патонин А.В., <sup>1</sup>Пономарев А.В.,  
<sup>1</sup>Сизоненко Т. О., <sup>1</sup>Тихоцкий С.А., <sup>1,4</sup>Цельмович В.А.

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ РАН), Москва

<sup>2</sup>Университет Мельбурна, Мельбурн, Австралия

<sup>3</sup>Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва

<sup>4</sup>Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН, пос. Борок, Некоузский район, Ярославская обл.

<sup>5</sup>Институт динамики геосфер (ИДГ РАН), Москва

[ibayuk@yandex.ru](mailto:ibayuk@yandex.ru)

**Введение.** Для обнаружения месторождений углеводородов, как правило, используют измерения физических свойств пород. Вследствие этого большое значение приобретают исследования, направленные на установление связей между их физическими свойствами и внутренним строением. В силу особенностей формирования пород их внутреннее строение имеет разномасштабный характер.

В данной работе представлен комплекс исследований, направленный на создание единых разномасштабных цифровых моделей строения и физических свойств пород – коллекторов углеводородов. Под *единой цифровой моделью породы* понимается: 1) совокупность трехмерного изображения внутреннего строения породы, полученного на основе результатов рентгеновской микротомографии с помощью новейших способов ее обработки; 2) разномасштабная математическая параметрическая модель физических свойств породы, построенная с помощью методов RockPhysics; 3) цифровая модель ядра (ЦМК), предполагающая вычисление распределений различных материальных полей в объеме породы на основе цифровых моделей внутреннего строения и последующее определение эффективных физических свойств по усредненным значениям рассчитанных полей. До настоящего времени подходы к моделированию физических свойств пород 2) и 3) существовали независимо друг от друга. В рамках единой разномасштабной цифровой модели породы эти два подхода объединяются.

**Экспериментально-теоретический комплекс исследования ядра.** Для решения поставленной задачи создания единой цифровой модели физических свойств пород в рамках данного исследования был создан новый экспериментально-теоретический

комплекс исследования керна. В рамках этого комплекса вначале предполагается СТ-сканирование и УЗ-томография полноразмерного керна по методике работы [Петров, Насимов, 2012] с целью выделения областей, сходных по своему строению, из которых затем выбуриваются цилиндрические «образцы-близнецы» размером 30 на 60 мм. Заметим, что при УЗ-томографии измеряются скорости продольных и поперечных волн. На «образцах-близнецах» также проводится СТ-томография и УЗ-сканирование. Помимо этого измеряются скорости упругих волн в направлениях, позволяющих выявить анизотропию упругих свойств породы. Исследуется микроструктура образцов с помощью оптического и электронного микроскопов. Затем проводится трехосное нагружение образцов на прессе с целью получения геомеханических характеристик (статических модулей упругости и прочностных параметров) по методике работы [Патонин и др., 2013]. В дополнение к измерениям скоростей упругих волн для «образцов-близнецов» размером 30x60 мм также определяются плотность, минеральный состав и фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС). Результаты измерения скоростей упругих волн, ФЕС и исследований микроструктуры используются для построения параметрической математической модели физических свойств породы с помощью методов Rock Physics [Баюк, 2013]. По результатам СТ-сканирования стандартных цилиндрических образцов выбуриваются цилиндрические образцы-близнецы размеров 10x30 мм, на которых также измеряются скорости упругих волн. Результаты измерений скоростей упругих волн (продольных и поперечных) в трех масштабах (полноразмерный керн, стандартные образцы, образцы размером 10x30 мм) позволяют исследовать вопрос о соответствии физических свойств породы на разных масштабах и решать задачи апскейлинга. УЗ-томография позволяет также разделить эффекты неоднородности пород и анизотропии. Затем изготавливаются образцы размером 3x3 мм, для которых проводится СТ-сканирование, на основе которого строится ЦМК.

**Особенности построения ЦМК.** Для успешного построения ЦМК моделей различных пород необходимы входные данные о строении реальных коллекторов, получать которые можно с помощью различных методов – РЭМ микроскопии, шлифов и рентгеновской микротомографии. Последний метод, который и используется в нашей работе, наиболее интересен, так как представляет возможность получить изображение трехмерной структуры изучаемого образца породы. Однако любой метод получения изображений или сканирования пород производит на выходе цветные изображения (например, шлифы) или в тонах серого (РЭМ

и томография). Эти изображения нужны не только как входные данные, но и как база данных для верификации разрабатываемых ЦМК.

С целью построения ЦМК модели и ее верификации с помощью методов моделирования в масштабе пор необходимо провести сегментацию оригинальных 2D и 3D изображений. Под сегментацией понимается разделение изображения на составляющие образец фазы. Например, в самом простом случае – на поры и твердое вещество. Наиболее простой метод такой бинаризации изображений с помощью одного порога сегментации, выбираемого либо вручную, либо с помощью автоматического метода, приводит к большим ошибкам ввиду шума на исходных изображениях, а также из-за так называемого эффекта парциального заполнения вокселей – т.е., когда оттенок серого на изображении получается из-за того, что воксель частично заполнен двумя или более фазами. Множество опубликованных работ посвящено исследованию различных подходов фильтрации и сегментации, однако их авторы были не в состоянии сделать окончательные выводы ввиду отсутствия данных для верификации. Т.е., результаты сегментации ввиду проблемы конечного разрешения при получении изображений не позволяют получить «идеальный» набор структурных данных.

Чтобы обойти проблему «идеального» изображения, а также верифицировать методы обработки и сегментации изображений пористых сред, мы проводим проверку правильности сегментации с помощью расчета проницаемости методами моделирования в масштабе пор. Для этого в отсегментированных 3D изображениях пород было проведено моделирование течения одного флюида. Для получения поля скоростей течения использовалось конечно-разностное решение уравнения Стокса. По полученным результатам с помощью уравнения Дарси рассчитывалась проницаемость в трех ортогональных направлениях, которые затем усреднялись. Полученное расчетное значение сравнивали с лабораторными значениями проницаемости, полученных для тех же образцов пород. Такой подход с использованием различных передовых технологий обработки изображений позволил выбрать оптимальные параметры сегментации и сделать ряд новых выводов относительно выбора порогов сегментации.

**Выводы.** Разработанный комплекс экспериментальных и теоретических работ на керне позволяет: 1) получать информацию о микроструктуре, ФЕС, составе, физических свойствах, параметрах математической модели упругих свойств и распределении физических полей в породе; 2) решать вопрос о представительности

стандартных образцов определенного размера для характеристики упругих свойств породы в масштабе полноразмерного керна; 3) определять причину зависимости скоростей упругих волн от направления (отличить анизотропию упругих свойств от эффекта неупорядоченных неоднородностей); 4) связывать особенности поведения физических свойств с параметрами микроструктуры; 5) решать вопросы апскейлинга упругих свойств; 6) прогнозировать скорости упругих волн в требуемых направлениях; 7) предсказывать поведение скоростей упругих волн при изменении пористости, типа флюида, минерального состава, связности компонент, степени раскрытия пор и трещин; 8) моделировать изменение сейсмического отклика среды на изменение параметров моделей сред, слагающих изучаемую формацию.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ № 14-17-00658.*

### **Литература**

1. Баяк И.О. Основные принципы математического моделирования макроскопических физических свойств коллекторов углеводородов // Технологии сейсморазведки. 2013. № 4. С. 5–18.
2. Петров В.А., Насимов Р.М. Способ определения неоднородностей упругих и фильтрационных свойств горных пород. Патент RU 2 515 332. 2012.
3. Патонин А.В., Пономарев А.В., Смирнов В.Б. Аппаратно-программный лабораторный комплекс для решения задач физики разрушения горных пород // Сейсмические приборы. 2013. Т. 49, №1. С. 19–34.

### **INTEGRATED MULTISCALE MODELING OF PHYSICAL PROPERTIES OF RESERVOIR ROCKS**

**<sup>1</sup>Bayuk I.O., <sup>1</sup>Beloborodov D.E., <sup>1,2,5</sup>Gerke K.M., <sup>1,3</sup>Giliazetdinova D.R., <sup>1,3</sup>Korost D.V., <sup>1</sup>Krasnova M.A., <sup>1,4</sup>Patonin A.V., <sup>1</sup>Ponomarev A.V., <sup>1,5</sup>Sizonenko T.O., <sup>1</sup>Tikhotsky S.S., <sup>1,4</sup>Tselmovich V.A.**

<sup>1</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth (IPE RAS), Moscow

<sup>2</sup>The University of Melbourne, Melbourne, Australia

<sup>3</sup>Lomonosov Moscow State University (MSU), Moscow

<sup>4</sup>Geophysical Observatory “Borok” of Institute of Physics of the Earth, Borok vil., Nekouzsky district, Yaroslavl region

<sup>5</sup>Institute of Geosphere Dynamics (IDG RAS), Moscow

A unified digital model of reservoir rocks is presented combining Rock Physics and digital core approaches. An experimental-theoretical complex of works is developed aimed to create a link between reservoir rocks microstructure and their physical properties.

## СИНХРОННЫЙ ТЕРМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ – ЭКСПРЕСС-МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ КАТИОНООБМЕННОЙ ЕМКОСТИ МОНТМОРИЛЛОНИТА

**Боева Н.М., Белоусов П.Е., Бочарникова Ю.И.**

Институт геологии рудных месторождений, петрографии,  
минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, [boeva@igem.ru](mailto:boeva@igem.ru)

Термический анализ, объединяющий группу методов, в которых физические свойства вещества измеряются в контролируемой программой температуре, уже давно используется для определения термодинамических свойств различных пород и материалов. Все глинистые минералы обладают определенной емкостью катионного обмена (ЕКО). Эта величина является важной характеристикой минерала и обозначает количество обменных катионов (выраженное в мг-эквивалентах), способных к замещению на катионы другого типа в расчете на 100 г глины. В настоящее время огромный интерес среди разработчиков полимерных материалов вызывают наноразмерные слоистосиликатные наполнители (органоглины), которые даже при небольших содержаниях (до масс.%) в полимерной матрице приводят к увеличению модуля упругости, прочности, повышению термо-, теплостойкости и устойчивости к горению, снижению газопроницаемости материала. Для синтеза органоглины основополагающую роль играет ЕКО [1].

Целью данной работы явилась разработка методики определения ЕКО монтмориллонита с использованием метода синхронного термического анализа (СТА).

Для исследования была взята бентонитовая глина месторождения «10-й Хутор» в Хакасии и участка «Водопадный» острова Сахалин. Бентониты этих месторождений залегают в угленосных толщах, имеют сходное геологическое строение и условия образования, что, несомненно, сказывается на их технологических свойствах.

Измерения термических свойств проводилось на приборе NETZSCH STA 449 F1 Jupiter® (Германия). Под СТА понимается совместное использование термогравиметрии (ТГА) и дифференциально-сканирующей калориметрии (ДСК) одного и того же образца на одном инструменте. Скорость нагрева 10 °С/мин. Навески по 30 мг нагревались в закрытом корундовом тигле в атмосфере воздуха.

Перед измерением все образцы выдерживались в эксикаторе в течение 3 суток для достижения постоянной влажности. Для насыщения монтмориллонита использовали этиленгликоль. В парах

этиленгликоля монтмориллонит выдерживался в течение 6 суток при комнатной температуре.

На кривых ДСК бентонитов месторождения «10-ый Хутор» и участка «Водопадный» фиксируется 3 эндоэффекта: первый, интенсивный эндоэффект с максимумом при 117 и 125 °С отвечает за выделение адсорбционной и межпакетной воды, а два последующих (670 и 671, 915 и 905 °С) – за удаление конституционной и гидроксильной воды в монтмориллоните. Эндоэффект на кривой ДСК бентонита участка «Водопадный» с максимумом при 503 °С связан с присутствием в пробе каолинита, который также характеризуется небольшим экзоэффектом в интервале 915-980 °С.

*Дегидратация монтмориллонита и ЕКО.* Монтмориллонит – слоистый минерал, особенности структуры которого находят свое отражение при термических исследованиях этого минерала. При нагревании образца до 300 °С происходит его дегидратация. Нам удалось установить зависимость содержания воды в межслоевом пространстве от ЕКО минерала. На полученных термогравиметрических (ТГ) кривых рассчитывались потери веса при нагревании (ПВ). Предварительно была определена ЕКО изучаемых образцов методом адсорбции красителя метиленового голубого. Наиболее высокие коэффициенты корреляции между ПВ и ЕКО наблюдаются в интервале температур: 100-250 °С (коэффициент корреляции - 0.96) (рис. 1).

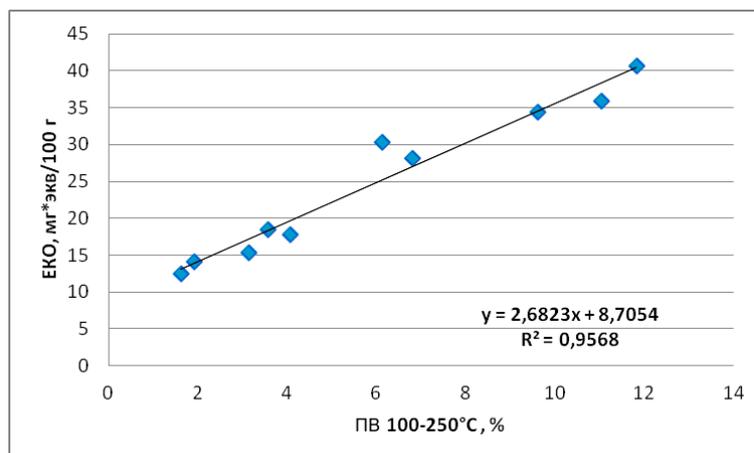


Рисунок 1. Зависимость между ПВ в области 100-250 °С (x) и ЕКО (y).

*Энтальпия дегидратации монтмориллонита и ЕКО.*

Одной из важнейших характеристик монтмориллонита является энтальпия его дегидратации. По полученным кривым ДСК рассчитывалось количество тепла, необходимого для протекания этой реакции. Коэффициент корреляции между энтальпией

дегидратации монтмориллонита и его ЕКО составляет 0,94 ед. (рис. 2).

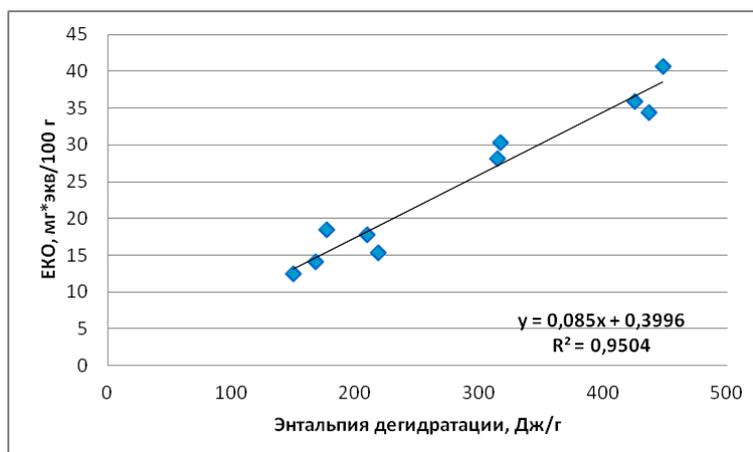


Рисунок 2. Зависимость между энтальпией дегидратации монтмориллонита (x) и ЕКО (y).

*Термическая диссоциация этиленгликоля в межслоевом пространстве монтмориллонита и ЕКО.*

После насыщения монтмориллонита парами этиленгликоля, первый эндоэффект, связанный с выделением межпакетной воды в монтмориллоните, существенно видоизменяется. Практически вся осмотическая вода вытесняется этиленгликолем. Остатки незамещенной воды удаляются при нагревании до 180 °С. При дальнейшем нагревании образца происходит диссоциация этиленгликоля, вошедшего в структуру минерала.

По термогравиметрическим кривым рассчитывалось количество этиленгликоля, вошедшего в межслоевое пространство кристаллической структуры минерала, которое сопоставлялось со значениями ЕКО. Таким образом, была построена зависимость ЕКО от ПВ. Коэффициент корреляции составил  $R^2=0,993$  (рис. 3).

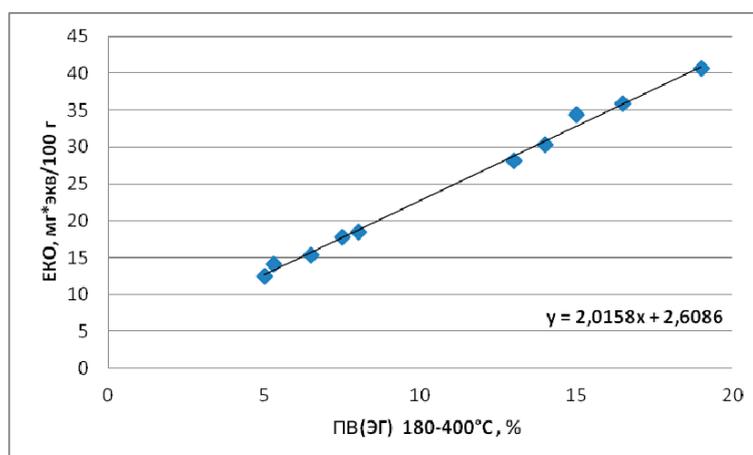


Рисунок 3. Зависимость между ПВ до 400 °С этиленгликоля, вошедшего в структуру монтмориллонита (x) и ЕКО (y).

## ВЫВОДЫ

Подставляя в рассчитанные формулы, представленные на рисунках, данные, полученные методом СТА, с довольно высокой точностью можно определить ЕКО монтмориллонита.

Таким образом, наработав статистический материал по каждому конкретному месторождению, синхронный термический метод анализа, наравне с трудоемкими химическими методами, основанными на адсорбции органических красителей, может использоваться как экспресс метод определения ЕКО монтмориллонита.

*Работа выполнена при финансовой поддержке госзадания ИГЕМ РАН № 0136-2014-0004, а также частично программы IV.8.5.*

## Литература

1. Боева Н.М., Бочарникова Ю.И., Наседкин В.В., Белоусов П.Е. Термический анализ – экспресс-метод оценки качественных и количественных характеристик природных и синтезированных органоглин // Российские нанотехнологии. 2013. Т. 8. № 3-4. С. 33-36
2. Осипов В.И., Соколов В.Н. Глины и их свойства. Состав, строение и формирование свойств. М.: ГЕОС. 2013. 576 с.

## SYNCHRONOUS THERMAL ANALYSIS – EXPRESS METHOD OF MONTMORILLONITE CATION-EXCHANGE CAPACITY DETERMINATION

**Boeva N. M., Belousov P. E., Bocharnikova Yu.I.**

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, [boeva@igem.ru](mailto:boeva@igem.ru)

The method of montmorillonite cation-exchange capacity determination by synchronous thermal analysis was developed on example of bentonite from «The 10th Khutor» deposit located in Khakasia and "Vodopadny" deposit located in Sakhalin region. Authors of the article determined dependence between cation-exchange capacity of smectite and weight loss within the range of dehydration, enthalpy of montmorillonite dehydration, weight loss and enthalpy of thermal dissociation of ethylene glycol which entered interlayering space of the mineral. The obtained data open new possibilities in determination of cation-exchange capacity of montmorillonite, which is very important technical parameter of natural clay nanomineral.

# ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ СОДЕРЖАНИЯ КАЛЬЦИЯ И НАТРИЯ В СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ НА СООТНОШЕНИЕ В НИХ ДВУХ- И ТРЕХВАЛЕНТНОГО ЖЕЛЕЗА

**Борисов А.А.**

Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва,  
[aborisov@igem.ru](mailto:aborisov@igem.ru)

При 1 атм общего давления на воздухе в температурном интервале 1450-1550°C методом петли проведены опыты по влиянию содержания кальция и натрия на соотношение  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  в модельных силикатных расплавах. Для опытов с кальцием основой служил состав HAF = HA+10% $Fe_2O_3$  (HA – состав эвтектики в системе  $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ ), модифицированный переменным количеством оксида кальция. Для опытов с натрием мы использовали состав DAF = DA+10% $Fe_2O_3$  (DA – состав эвтектики в системе анортит-диопсид), модифицированный дополнительно кремнеземом и глиноземом, а также переменным количеством оксида натрия.

Состав стекол определялся на зонде, соотношение двух- и трехвалентного железа - методом мокрой химии с колориметрическим окончанием.

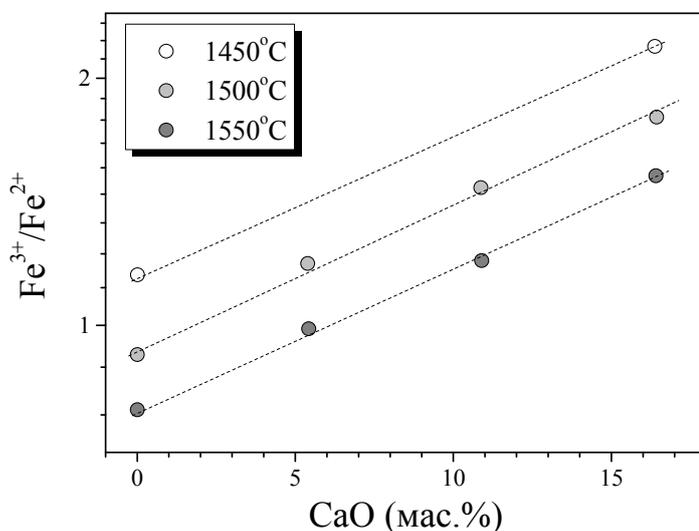


Рис. 1

Показано, что добавление  $CaO$  во всех случаях приводит к умеренному увеличению соотношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  в расплавах при фиксированной температуре (Рис 1).

Добавление  $Na_2O$  приводит к гораздо более существенному возрастанию соотношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  в основных, кислых и высокоглиноземистых расплавах при фиксированной температуре (Рис 2).

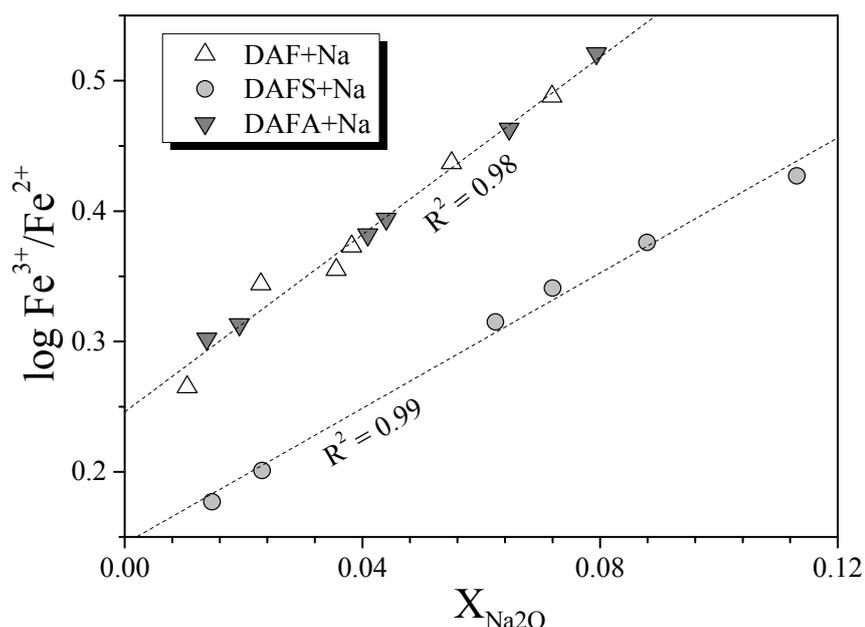


Рис. 2

Данное исследование является продолжением предыдущих экспериментов по влиянию добавок титана, фосфора, алюминия, магния и суммарного железа на соотношение  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  в модельных расплавах [Borisov et al., 2013; 2015].

#### Литература

1. Borisov A.A., Behrens H. and Holtz F. (2013) The effect of titanium and phosphorus on ferric/ferrous ratio in silicate melts: an experimental study. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 166, 1577-1591.
2. Borisov A., Behrens H. and Holtz F. (2015) Effects of melt composition on  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  in silicate melts: a step to model ferric/ferrous ratio in multicomponent systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 169, Article 24.

#### THE EFFECT OF CALCIUM AND SODIUM ON FERRIC/FERROUS RATIO IN SILICATE MELTS: AN EXPERIMENTAL STUDY

**Borisov A.A.**

Institute of geology of ore deposits (IGEM) RAS, Moscow,  
[aborisov@igem.ru](mailto:aborisov@igem.ru)

We conducted a study of synthetic glasses with variable amounts of CaO or Na<sub>2</sub>O. Glasses were synthesized in air in the temperature range 1450-1550°C. The ferric/ferrous ratio in experimental glasses was analyzed using a wet-chemical technique. It was shown that at constant temperature the increase of CaO content results in moderate increasing of ferric/ferrous ratio and increase of Na<sub>2</sub>O content results in strong increasing of this ratio in the melts.

## КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ, ТЕРМИЧЕСКИЕ И МАГНИТНЫЕ ОСОБЕННОСТИ БИОГЕННЫХ НАНОМИНЕРАЛОВ ОКСИДОВ ЖЕЛЕЗА В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ И ВЬЕТНАМА

<sup>1</sup>Бортников Н.С., <sup>1</sup>Новиков В.М., <sup>1</sup>Боева Н.М., <sup>2</sup>Гендлер Т.С.,  
<sup>1</sup>Жухлистов А.П., <sup>3</sup>Жегалло Е.А.

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, [boeva@igem.ru](mailto:boeva@igem.ru);

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН,  
[gendler06@mail.ru](mailto:gendler06@mail.ru);

<sup>3</sup>Палеонтологический институт им. А.А.Борисяка (ПИН) РАН,  
[ezheg@paleo.ru](mailto:ezheg@paleo.ru)

Рассмотрение пространственно-временных условий локализации кор выветривания (КВ) базальтов для территорий юга Дальнего Востока России и Вьетнама показывает, что при близких прочих контролирующих региональных факторах (возраст, структурно-тектоническая приуроченность, палеогеография, палеорельеф, материнские породы), именно климат определял минеральный состав и связанные с ними полезные ископаемые – соответственно минеральные пигменты и латеритные бокситы [Новиков и др., 2014]. Вместе с тем общей отличительной особенностью рассматриваемых КВ является широкое развитие в них микроорганизмов (бактерий, биопленок, бактериальных матов), участвующих в образовании наноминералов оксидов железа. На рассматриваемых объектах выявлены и изучены биогенные магнетит (только Вьетнам), гетит и гематит. Проведенные исследования показали, что биогенный фактор определяет специфику роста, морфологию и размер кристаллов изученных минералов, физические и, в частности, термические и магнитные свойства которых, могут существенным образом отличаться от их аналогов, кристаллизовавшихся вследствие абиогенных процессов. Установлено что большее разнообразие биогенных форм минерализации свойственно КВ Вьетнама.

Биогенный наномагнетит в бокситоносной КВ Вьетнама представлен нанокристаллами кубической формы, слагающими многодоменные частицы в коккоидных бактериях. Последние формируют пирамидальные колонии. На термогравиметрических кривых исследуемых образцов в интервале 800-1050°C наблюдается статистически значимая прибавка веса вещества (от 0,05 до 0,27%), свойственная поведению магнетита при нагревании [Бортников и др., 2013]. Подобные морфологические образования наномагнетита не были отмечены ранее в известной литературе, посвященной его природным аналогам. В литературе биомагнетит

рассматривается как индикатор гумидных условий осадконакопления.

Биогенный наногетит в минеральных пигментах КВ базальтов Дальнего Востока представлен главным образом в виде пленочных образований [Новиков и др., 1993]. Минерал диагностируется только в результате микродифракции. В отдельных случаях отмечаются звездчатые двойники, подобные биогенному гетиту, рассмотренному в работе [Гипергенные окислы железа, 1975]. В латеритных бокситах Вьетнама с помощью СЭМ и ПЭМ установлены две кристалломорфологические разновидности наногетита – ленточная и звездчатая (двойниковая). Согласно исследованиям в СЭМ, протоисточником ленточного гетита является аморфный оксид железа, образующий натечные бугристые морфоструктуры. В результате его раскристаллизации формируются сноповидные лучистые агрегаты кристаллов. В ПЭМ рассматриваемая модификация гетита представлена сростками вытянутых лентовидных частиц шириной до 250–400 и длиной до 700 нм. При больших увеличениях видно, что их отдельные индивиды сложены нанолентами 15–30 нм в поперечнике. Последние в свою очередь имеют волокнистое строение с волокнами шириной 3–10 нм, параллельно ориентированными вдоль оси *c*. Рассмотренные кристалломорфологические особенности ленточного гетита обнаруживают сходство с таковыми ферригидрита, сформированного по бактериальным формам *Toxothrix trichogenes* и *Leptothrix*, что может подтверждать биогенное происхождение гетита [Гипергенные окислы железа, 1975]. Объемные звездчатые кристаллиты гетита в СЭМ наблюдаются в различных соотношениях с коккоидными бактериальными формами. Те и другие имеют близкие размеры и равномерно распределены друг относительно друга. В ПЭМ рассматриваемая морфологическая разновидность гетита часто представлена агрегатами (до  $1.2 \times 1.0$  мкм) звездчатых сростков, соответствующих двойникам и тройникам этого минерала. Нередко они окружены тонкой аморфной овальной алюмокремниевой пленкой и гетит устанавливается только по микродифракционным картинам. Размеры собственно звездчатых кристаллитов и покрытых пленкой отвечают рассмотренным выше картинам в СЭМ. Сказанное можно интерпретировать в пользу внутриклеточного замещения коккоидных бактерий гетитом.

Синхронный термический анализ исследуемых образцов позволил установить влияние структурных особенностей, размера частиц гетита и аморфной и органической фаз на характер полученных кривых. Магнитные измерения образцов гетита показали, что петли гистерезиса (ПГ) обладают двумя

особенностями: “перетяжкой” и сдвигом центра тяжести ПГ относительно начала координат влево и вверх. Аналогичные особенности ПГ могут служить “визитной карточкой” этих отложений: они являются следствием специфики кристаллизации, что делает изучаемые образцы объектом для исследований в области наноманетизма.

Гематиту минеральных пигментов Дальнего Востока России в СЭМ свойственны поликристаллические шаровидные формы, состоящие из микрочастиц размером в первые десятки нанометров. В ПЭМ их микродифракциям отвечают кольцевые картины [Новиков и др., 1993]. Гематит латеритных бокситов Вьетнама в ПЭМ представлен двумя морфологическими разновидностями: эллипсоидами и частицами изометричной неправильной формы. Эллипсоиды образуют сростки, отдельные цельные индивиды (размером до 1х1.5 мкм) и их половинчатые обломки. Как следует из картин краевых частей указанных образований, они полностью состоят из множества наночастиц размером 20-30 нм и характеризуются как точечными, так и кольцевыми дифракционными картинками. Измерения магнитных свойств образцов минерала в двух взаимно перпендикулярных направлениях по отношению к приложенному магнитному полю показали их существенные отличия от аналогичных свойств массивных природных и синтезированных гематитов. Таким образом, сочетания морфоструктурных разновидностей гетита и гематита изученных образцов, отражающие вариации условий кристаллизации под бактериальным контролем, проявились в многообразии магнитных свойств и в первую очередь сказались на формах петель гистерезиса [Бортников и др., 2013].

Таким образом, изученные КВ могут рассматриваться, как природный реактор формирования дисперсных, в том числе наночастиц биогенных минералов железа.

Феномен биоминерализации железа в последнее время приобрел междисциплинарное значение в связи с возможностью существования жизни за пределами Земли. Чрезвычайно важный научный интерес представляет обнаружение по спектрам Мессбауэра нановыделений гетита в пыли в районе кратера Гусева на Марсе, что дает основание предположить наличие на этой планете воды и как следствие жизни на бактериальном уровне [Morris R.V., et al, 2007]. Возможно, что исследование биологического вещества в космосе и земных отложениях позволят установить достоверность гипотезы панспермии.

*Работа выполнена при финансовой поддержке госзадания ИГЕМ РАН № 0136-2014-0004, а также частично программы IV.8.5.*

## Литература

1. Новиков В.М., Бортников Н.С., Боева Н.М., Жегалло Е.А. Коры выветривания – индикаторы климатических обстановок (на примере Дальнего Востока России, Вьетнама и Сирии). Геохимия литогенеза. Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар, Республика Коми 17-19 марта 2014 г. Сыктывкар 2014. С. 68-71.
2. Бортников Н.С. Новиков В.М., Жухлистов А.П., Боева Н.М. и др. Биогенный наномagnetит в кирасе бокситоносной коры выветривания базальтов Южного Вьетнама. ДАН, 2013, том 451, №2, С. 207-210.
3. Новиков В.М., Наседкин В.В., Самотоин Н.Д. Месторождения минеральных пигментов Дальнего Востока России // ГРМ. 1993. Т 35. №1, С. 83-96.
4. Гипергенные окислы железа. М.: Наука, 1975. С. 206.
5. Бортников Н.С. Новиков В.М., Боева Н.М. Жухлистов А.П. Первая находка биогенного наногематита в бокситоносной коре выветривания базальтов Южного Вьетнама // ДАН. 2013. Т. 453. №3. С. 305-309.
6. Morris R.V., Klingelhofer G., Schroder C. // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. P. 10–29.

## CRYSTAL MORPHOLOGY AND THERMAL AND MAGNETIC PROPERTIES OF BIOGENIC NANOMINERALS OF IRON OXIDES IN THE WEATHERING CRUST OF THE BASALTS OF THE FAR EAST OF RUSSIA AND OF VIETNAM

<sup>1</sup>Bortnikov N.S., <sup>1</sup>Novikov V.M., <sup>1</sup>Boeva N.M., <sup>2</sup>Gendler T.S.,  
<sup>1</sup>Zhukhlistov A.P., <sup>3</sup>Zhegallo E.A.

<sup>1</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM), RAS, [boeva@igem.ru](mailto:boeva@igem.ru);

<sup>2</sup>Институт физики Земли О.Ю. Шмидта (IFZ) of the Russian Academy of Sciences, [gendler06@mail.ru](mailto:gendler06@mail.ru);

<sup>3</sup>Borisyak Paleontological Institute (PIN) RAS, [ezheg@paleo.ru](mailto:ezheg@paleo.ru)

Consideration of existential conditions of localization of in the Weathering Crust of the Basalts of the Far East of Russia and of Vietnam shows that at close other supervising regional factors (age, structural and tectonic confinedness, paleogeography, paleorelyef, source rocks); the climate defined mineral composition and the related minerals – respectively mineral pigments and lateritic bauxites. Learnt the Weathering Crust of the Basalt may be considered as natural reactor forming dispersed, including nanoparticles of biogenic iron minerals.

ВЫЯВЛЕНИЕ МАГМА- И РУДОКОНТРОЛИРУЮЩЕЙ КУПОЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ И РУДНЫХ ЗОН ПО ПЕТРОМАГНИТНЫМ И ПЕТРОПЛОТНОСТНЫМ ДАННЫМ (НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕТЛИНСКОЕ, Ю. УРАЛ)

<sup>1</sup>**Бурмистров А.А.**, <sup>2</sup>**Хайрятдинов Р.Р.**

<sup>1</sup>Геологический факультет Московского Государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, [burm@geol.msu.ru](mailto:burm@geol.msu.ru)

<sup>2</sup>НПО «Росгео», Челябинск, [kylar13@yandex.ru](mailto:kylar13@yandex.ru)

На месторождении выявлена меридионально ориентированная контрастная положительная аномалия магнитной восприимчивости и плотности с прямой корреляцией между ними, связанная с магнетит-биотит-амфиболовыми роговиками, возможно приуроченными к надинтрузивной зоне гранодиоритов в пределах Светлинской купольной структуры. Области нулевой или отрицательной корреляции между этими параметрами связаны с березитами, развитыми вдоль штокверково-жильных рудных зон.

Коренное промышленное оруденение Светлинского месторождения золото-сульфидно-кварцевой рудной формации связано с 4-мя жильными и штокверково-жильными субвертикальными зонами ЗСЗ-ного простирания мощностью до 100м и более, залегающих в круто падающих на запад палеозойских метаморфизованных песчаниках и сланцах с горизонтами измененных основных вулканитов («талькифов») и телами габбро-диабазов. Пятая зона оруденения карстового типа приурочена к каолиновым корам, залегающими на мраморах в восточной части месторождения [1,6]. Карьером вскрыт контакт мраморов (на востоке) и вулканогенно-терригенно-осадочной толщи (на западе). Контакт между этими двумя толщами тектонический, субмеридионального простирания (170–180°) и крутого падения на запад.

Месторождение приурочено к ЮЗ-ному крылу Светлинской купольной структуры, возникновение которой связывается с формированием гранито-гнейсового купола в кристаллическом фундаменте [4]. Широкое развитие кварц-биотитовых и амфиболовых роговиков с тонкой вкрапленностью магнетита, а также мраморов свидетельствует о контактовом воздействии скрытого апикального выступа предположительно гранодиоритов позднепалеозойского возраста (широко развитых в этом районе), возникавших в процессе гранитизации коры. Вне зависимости от того, каков генезис оруденения – метаморфогенный или

магматогенный (по аналогии с Кочкарским рудным полем) контроль оруденения определялся сочетанием тектонических, метаморфических и магматических факторов.

Петрофизические исследования позволяют дать новую информацию для решения этих вопросов, а также уточнить структуру месторождения. Магнитная восприимчивость ( $k$ ,  $10^{-5}$  ед. СИ) измерялась каппаметром ПИМВ-1М, плотность ( $d$ , г/см<sup>3</sup>) – методом гидростатического взвешивания сухих и водонасыщенных образцов алевропесчаников, реже сланцев. Высокие значения  $k$  и  $d$  роговиков фиксируют вкрапленность магнетита (установленного нами ранее шлифах) [3], развитие амфиболов и биотита. В зонах околорудной березитизации происходит замещение магнетита пиритом, пирротинном, а биотита и амфиболов – серицитом и хлоритом. Это приводит к «несогласованному» снижению  $k$  и  $d$ , т.к. пирит близок по плотности к магнетиту, но немагнитен, а плотность гидросиликатов понижена. Очень высокая дисперсия  $k$  (от 10-20 до 10000-15000\* $10^{-5}$  ед. СИ) характерна для Центральной рудной зоны, где как по разведочным (Отчет о ГРР..., Светлинская ГРЭ. 1992), так и по нашим данным [1] имеется максимум плотности сети крупных рудовмещающих трещин. Участок с наиболее продуктивным оруденением тяготеет к зоне пересечения рудной зоны с надвигом и экранирующими её в разрезе «талъкитами» [2]. Сохранившиеся здесь абсолютные максимумы  $K$  свидетельствуют о близости к центру купольной структуры, где, вероятно, наиболее близко к поверхности подходят и гранодиориты. Однако повышенная трещинная проницаемость участка явилась причиной и максимального развития гидротермальной минерализации, и березитов. Это привело к т.н. «нарушению» прямой корреляции между  $d$  и  $k$ . Согласно исследованиям авторов этой методики выявления рудных зон [5] наиболее перспективными являются области с отсутствием корреляции, что и отмечается в Центральной штокверково-жильной зоне. Южная и 1-я Северная бедные жильные зоны – это в основном области с обратной корреляцией  $K$  и  $d$ .

В целом контуры высокой и средней величин  $k$  вытянуты на север, что косвенно отражает магма-контролирующую роль надвига, а зоны «нарушения» корреляции имеют З-СЗ-ные длинные оси – по простиранию рудных зон. В ЮВ-ной части аномалии ограничены мраморами. Несмотря на фрагментарность имеющейся информации очевидным является то, что данная методика петрофизического картирования может быть эффективна при поисковых работах на данный тип оруденения (в частности, к северу от Светлинского месторождения, в районах месторождений Кочкарское, Березники и Куросан в этом регионе).

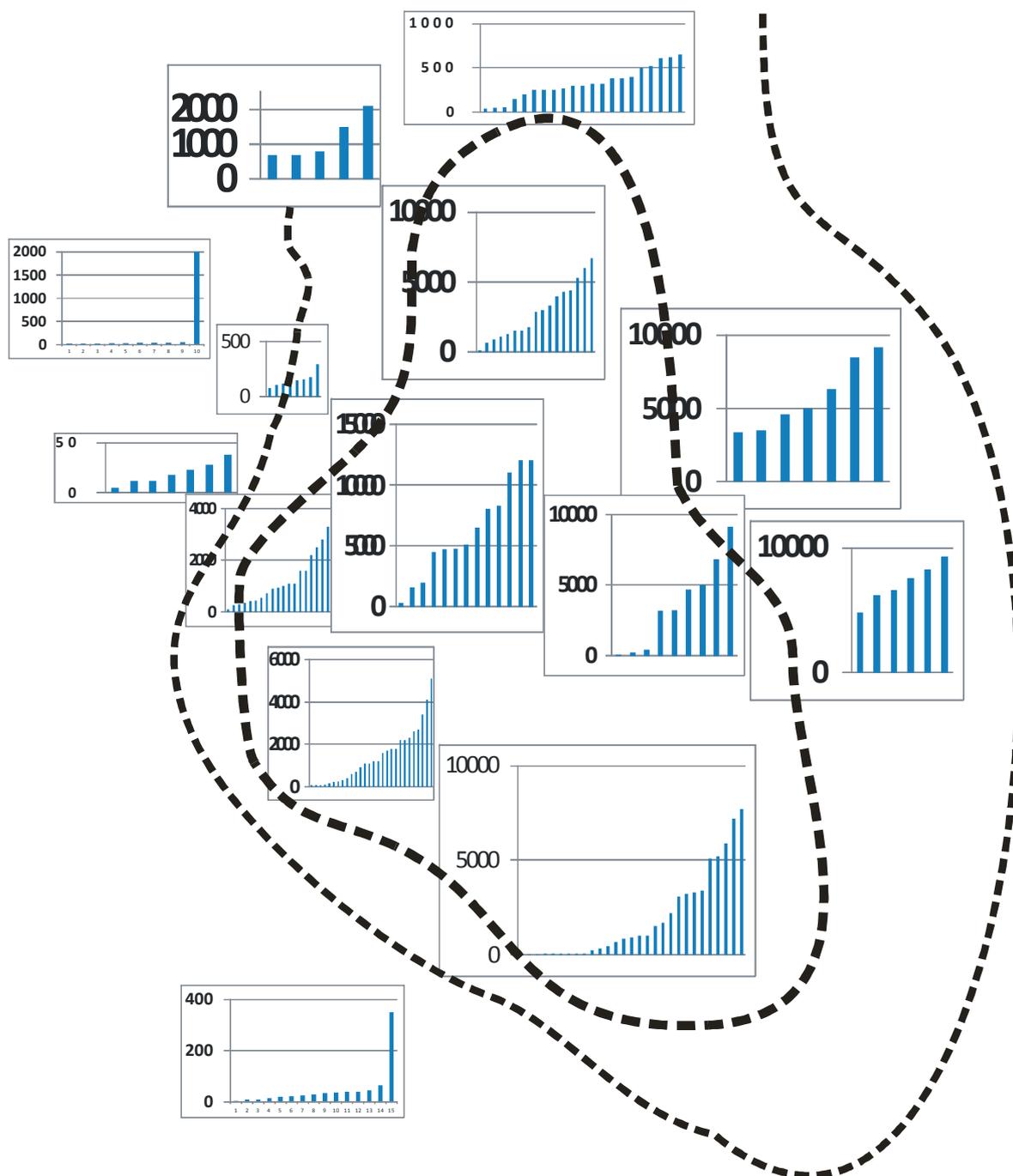


Рис.1. Гистограммы магнитной восприимчивости ( $k, n \cdot 10^{-5}$  ед. СИ) для терригенных пород западной части месторождения Светлинское (толстый пунктир – область проявления максимумов  $k$  при высокой ее дисперсии; тонкий пунктир – граница высоких - средних значений  $k$  и при пониженной их дисперсии).

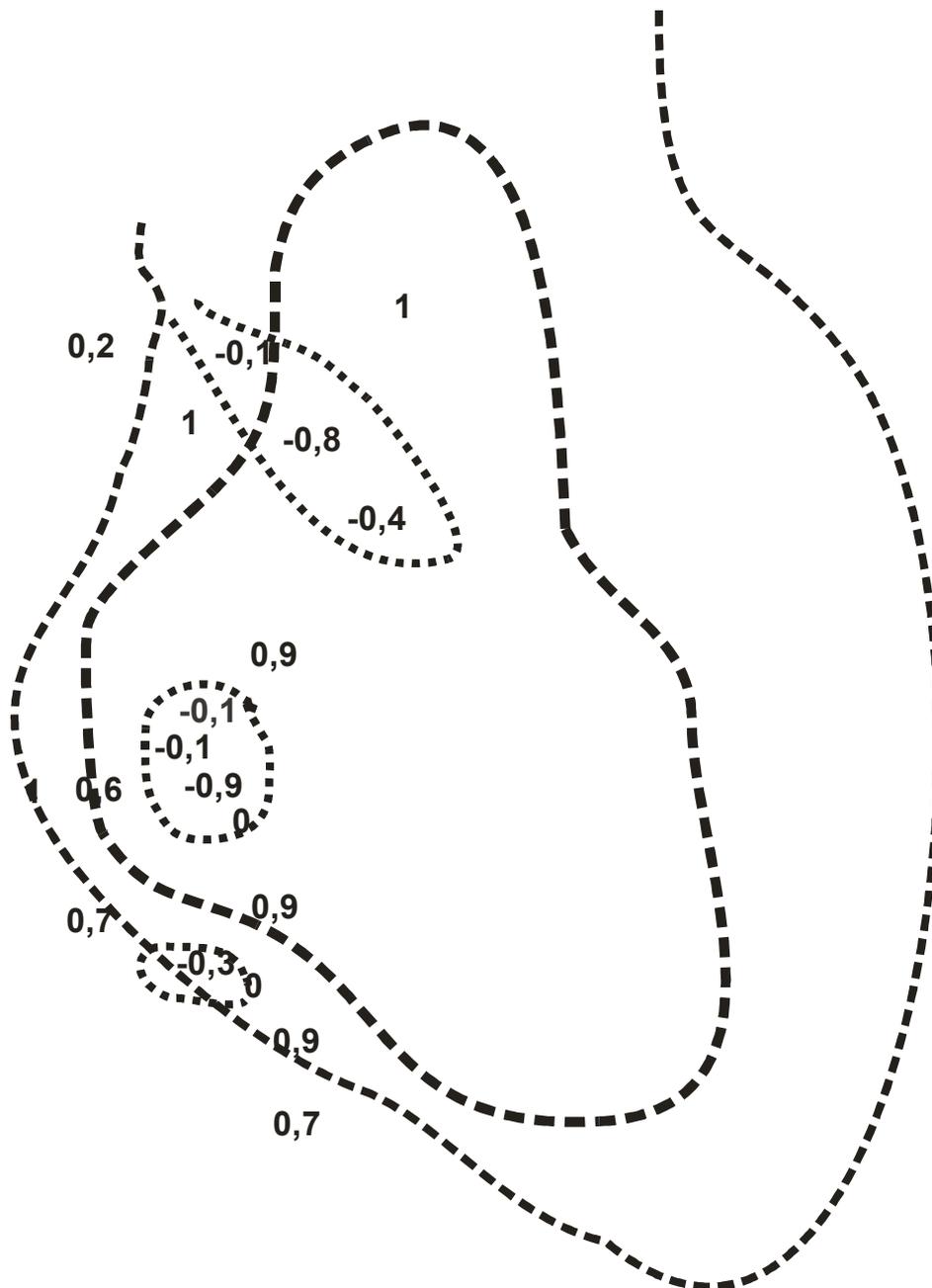


Рис.2. Значения коэффициентов парной корреляции между магнитной восприимчивостью и плотностью терригенных пород западной части месторождения Светлинское (точечный контур – области «нарушения» прямой корреляции между этими параметрами; пунктирные контуры – те же, что на рис.1.)

## Литература

1. Бурмистров А.А. Структурные условия локализации золото-кварц-сульфидного оруденения месторождения Светлинское(Ю. Урал) // Тезисы научной конференции

«Ломоносовские чтения», апрель 2012 г., серия Геология (сайт геологического ф-та МГУ).

2. Бурмистров А.А., Хайрятдинов Р.Р. Структурно-петрофизический контроль золото-кварц-сульфидного оруденения месторождения Светлинское (Ю.Урал) // Тезисы научной конференции «Ломоносовские чтения», 2012 г., серия Геология (сайт геологического ф-та МГУ).
3. Бурмистров А.А., Хайрятдинов Р.Р., Агафонова О.В. Рудно-метасоматическая и петрофизико-геохимическая зональность золоторудного месторождения Светлинское (Ю. Урал) // Тезисы научной конференции «Ломоносовские чтения», 2014 г., серия Геология (сайт геологического ф-та МГУ).
4. Кисин А.Ю., Хайрятдинов Р.Р., Храмов А.А. Рудоконтролирующая роль разрывной тектоники на Светлинском месторождении золота. Ежегодник 2011, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 159, 2012, с. 154–157.
5. Пахомов М.И., Пахомов В.И. Петрофизический метод выделения и оценки метасоматитов. М., Недра 1988.
6. Федосеев В.В. Сырьевая база ОАО «Южуралзолото» в Челябинской области // <http://www.vipstd.ru/journal/content/view/34/39/>

IDENTIFICATION OF A MAGMA- AND ORE-CONTROLLING DOME STRUCTURE AND ORE-BEARING ZONES ON THE BASIS OF ROCKS MAGNETIC AND DENSITY DATA (ON THE EXAMPLE OF THE SVETLYNSKOE GOLD ORE DEPOSIT, SOUTH URALS)

**Burmistrov A.A.**, Moscow State University (MSU), Geological department, [burm@geol.msu.ru](mailto:burm@geol.msu.ru)

**Hayriatdinov R.R.**, NPO “ROSGEO”, Cheliabinsk, [kylar13@yandex.ru](mailto:kylar13@yandex.ru)

A contrast positive meridional anomaly of directly connected density and magnetic susceptibility of the deposit bed rocks was revealed. It coincides with the area of magnetite-biotite-amfibole hornfels located within a hypothetic above-intrusive zone of granodiorites inside the Svetlinskaya dome structure. The areas of absence or negative correlation of these parameters are connected with berezites developed near ore-bearing veinlet and vein zones.

## ТРАНСФОРМАЦИЯ СТРУКТУРЫ КВАРЦА И ГРАНИТОВ ПОД ВЛИЯНИЕМ УДАРНОЙ ВОЛНЫ

**Веттегрень В.И., Куксенко В.С., Щербаков И.П., Мамалимов Р.И., Кулик В.Б.**

Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, С-Петербург,  
[Victor.Vettegren@mail.ioffe.ru](mailto:Victor.Vettegren@mail.ioffe.ru)

К настоящему времени большие успехи достигнуты в области кинетики деформации твердых тел под действием ударных волн [Адушкин, 1993; Фортов, 2007; Kanel, 2004]. Первые экспериментальные данные о механизме разрушения горных пород были получены [Веттегрень и др., а, б, в 2014.], благодаря созданию установок, регистрирующих динамику люминесценции с разрешением  $10^{-8}$  с. Установлено, что под действием ударной волны часть образца испаряется с вылетом пучков ионов и электронов. Остальная часть распадается на осколки с размерами от нескольких мкм до нескольких мм.

В данной работе исследовали строение осколков кварца и гранитов. Образцы имели вид пластинок с неровными краями толщиной  $\sim 1$  мм шириной и длиной 3-5 мм. Блок-схема установки описана в [Веттегрень и др. б 2014]. В центре образца просверлено отверстие диаметром  $\sim 1$  мм, где располагались медные электроды, расстояние между которыми  $\sim 3$  мм. При разряде между ними образовалась плазма из микрочастиц и атомов Си. Она вызывала появление ударной волны в образце. Под ее действием из образца вылетала струя плазмы, состоящей из катионов элементов, входящих в состав пород и электронов. Механизм ее образования предложен в [Веттегрень, в2014.]. Для исследования строения осколков использовали методы инфракрасной (ИК), Рамановской и фотолюминесцентной спектроскопии.

Оказалось, что в ИК-спектрах поверхностного слоя образцов, толщиной  $\sim 100$  нм, обращенной к источнику ударной волны отсутствуют полосы, соответствующие колебаниям кристаллических решеток кварца и полевых шпатов. На рисунке, для примера, показаны спектры отражения от поверхности кварца со стороны источника ударной волны и с обратной стороны. Для сравнения, приведен спектр макрокристалла кварца. Видно, что со стороны источника ударной волны наблюдается полоса, приписанная колебаниям атомов в диалектическом стекле, т.е. кварце с сильно искаженной кристаллической решеткой.

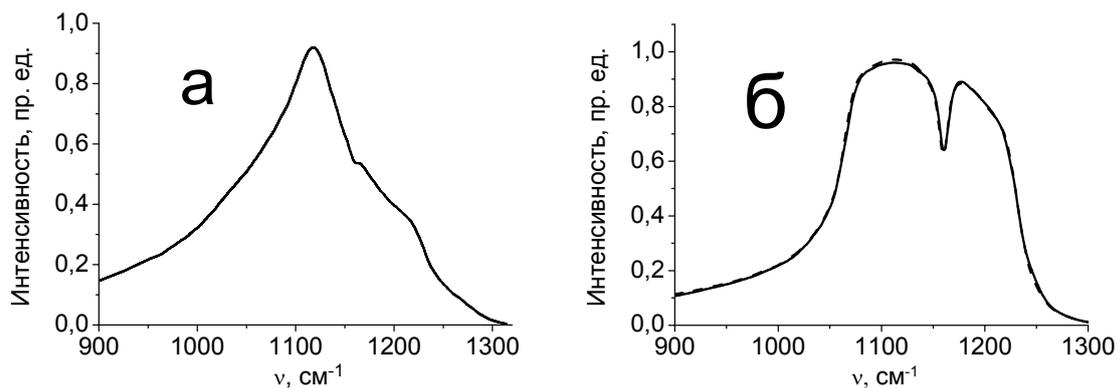


Рисунок. ИК спектр отражения поверхности кварца, обращенной к источнику ударной волны – (а) и с обратной стороны (б) (пунктирной линией изображен спектр макрокристалла кварца).

Такие «диалектрические стекла» неоднократно наблюдались в земных породах после удара метеоритов [Schneider, 1978]. Сравнение полученных спектров с приведенными в работе [Schneider, 1978] позволяет сделать вывод, что давление в ударной волне достигало 26 - 30 ГПа. В спектрах поверхностных слоев толщиной  $\sim 2$  мкм диалектрическое стекло отсутствует, кристаллическая решетка кварца сжата на 0.2%, чему соответствует эффективное напряжение  $\sim 40$  МПа. Со стороны, обратной положения источника ударной волны, кристаллическая решетка кварца и полевого шпата сжата. Эффективное напряжение сжатия -  $\sim 50$  МПа. В аляските, наоборот, кристаллическая решетка кварца и полевого шпата растянута. Эффективное напряжение растяжения -  $\sim 40$  МПа.

Накопленные к настоящему времени данные показывают, что в кварце и гранитах ударная волна вызывает испарение части образца горной породы на ионы и электроны. Другая часть выпадает виде осколков, в поверхностном слое которых кристаллическая решетка кварца сильно искажена и сжата.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 130500011.*

### **Литература**

1. Адушкин В.В., Сливак А.А. Геомеханика крупномасштабных взрывов. / М.: Недра. 1993. 319 с.
2. Фортов В.Е. Мощные ударные волны и экстремальные состояния вещества. // Успехи физ. наук. 2007. Т. 177, С. 348 - 368.
3. Kanel G.I., Razorenov S.V., Fortov V.E. Shock-Wave Phenomena and the Properties of Condensed Matter. / N.Y.: Springer. 2004. 322 p.

4. а. Веттегрень В.И., Воронин А.В., Куксенко В.С., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П. Люминесценция кварца под действием ударной волны. // Физика твердого тела. 2014. Т. 56. Вып. 2. С. 315-317.
5. б. Веттегрень В.И., Щербаков И.П., Воронин А.В., Куксенко В.С., Мамалимов Р.И. Динамика деформации и разрушения гетерогенного тела (гранита) под влиянием электрического разряда. // Физика твердого тела. 2014. Т. 56. Вып. 5. С. 981-985.
6. в. Веттегрень В.И., Щербаков И.П., Куксенко В.С., Мамалимов Р.И. Эмиссия плазмы, вылетающей из гетерогенного тела (гранита) под влиянием электрического разряда около его поверхности. // Физика твердого тела. 2014. Т. 56. Вып. 9. С. 1767-1771.
7. Schneider H. Infrared spectroscopic studies of experimentally shock loaded quartz. // Meteoritics. 1978. V. 13. N.2. P. 227 – 234.

#### TRANSFORMATION OF QUARTZ AND GRANITE STRUCTURES UNDER THE INFLUENCE OF A SHOCK WAVE

**Vettegren V.I., Kuksenko V.S., Scherbakov I.P., Mamalimov R.I., Kulik V.B.**

Ioffe Physical Technical Institute RAS. St. Petersburg,  
[Victor.Vettegren@mail.ioffe.ru](mailto:Victor.Vettegren@mail.ioffe.ru)

We studied the changes in the structure of the surface layers of quartz and granite under influence of the shock waves. It was found that the shock wave causes a strong distortion of the crystal structure of these minerals layer thickness  $\sim 0,1-0,2 \mu\text{m}$  and compression in the deeper layers.

# К ВОПРОСУ ИЗМЕРЕНИЯ АКУСТИЧЕСКОЙ ДОБРОТНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД МЕТОДОМ РЕЗОНАНСНОЙ АКУСТИЧЕСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ

**Вознесенский А.С., Куткин Я.О., Красилов М.Н.**

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего профессионального образования “Национальный исследовательский технологический университет «МИСиС»”, (НИТУ «МИСиС»), [al48@mail.ru](mailto:al48@mail.ru)

## 1. Введение

Одним из физических свойств, измеряемых при исследовании горных пород, является акустическая (механическая) добротность  $Q$ , которая может быть определена методом резонансной акустической спектроскопии (РАС) [1]. Эта величина характеризует степень затухания колебаний в физических объектах и связана с их нарушенностью. Чем больше нарушенность пород, тем меньшее значение имеет добротность. Поскольку нарушенность влияет также и на прочность, последнюю можно оценивать по взаимозависимостям между этими величинами. Для получения таких взаимозависимостей используются методики, описанные в [2, 3, 4, 5]. Определение акустической добротности является одним из ключевых моментов таких методик. Понятно, что ее измерение активным методом РАС, предусматривающим механический контакт излучателя и приемника упругих волн с образцом, внесет свои погрешности по сравнению с истинным значением добротности в породе.

Оценим погрешности, вносимые измерениями с преобразователями по сравнению с истинным значением добротности в свободном образце. Такой гипотетический случай возможно исследовать с помощью компьютерного моделирования методом конечных элементов, для чего была использована система COMSOL Multiphysics [6].

## 2. Общие принципы моделирования

В системе COMSOL Multiphysics имеется возможность удобного расчета собственных частот механической системы и ее частотного отклика. В процессе моделирования вначале определялись собственные частоты образца, определялись моды колебаний на каждой частоте, из них выбиралась частота  $f_0$ , соответствовавшая продольным колебаниям. Затем в окрестностях этой частоты строилась амплитудно-частотная характеристика исследуемой механической системы, по которой определялись частота максимума  $f_0$ , ширина полосы частот  $\Delta f$  на уровне  $1/\sqrt{2}$  от максимума амплитуды, а по ним рассчитывалась добротность

$Q = f_0/\Delta f$ . В первом случае это был цилиндрический образец размером  $\varnothing 30 \times 60$  мм, а во втором и третьем – тот же образец, но с накладками, имитирующими преобразователи: в виде пьезопластин толщиной 1 мм и диаметром  $\varnothing 30$  мм и в виде аналогичных пластин с защитными стальными крышками  $\varnothing 30$  мм, высотой 30 мм и толщиной 1 мм. При исследовании образца без накладок рассчитывалась амплитуда механических колебаний в одной специально выбранной точке. При исследовании образца с пьезоэлектрическими преобразователями моделировалась подача на один из них гармонического электрического напряжения с амплитудой 100 В. Минимальное и максимальное значения частот, а также шаг расчета задавались в области  $f_0$ . В качестве выходной величины здесь рассматривалась амплитуда электрического напряжения на втором пьезопреобразователе.

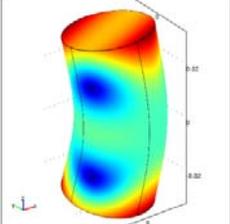
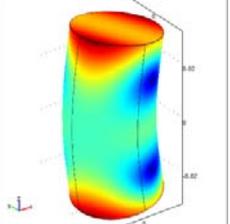
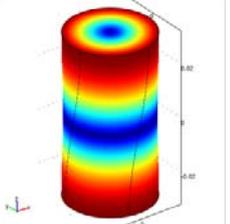
### 3. Моделирование образца без накладок

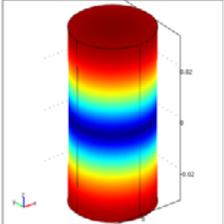
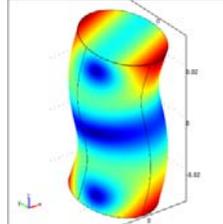
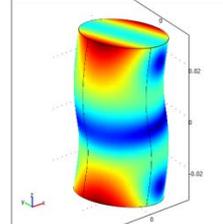
Модель представляла собой цилиндр диаметром 30 мм и высотой 60 мм. Для определенности рассматривался образец гипсосодержащих пород Новомосковского месторождения Тульской обл. Упругие свойства определены из ультразвуковых измерений, плотность – через взвешивание и геометрический объем. Модуль упругости  $E = 35,2$  ГПа, коэффициент Пуассона  $\nu = 0,08$ , плотность  $\rho = 2272$  кг/м<sup>3</sup>. Коэффициент потерь принят равным  $\eta = 0,01$ , что соответствует добротности  $Q_r = 100$ .

Приближенный расчет основной частоты осуществляется по формуле  $f_0 = c_p/2d$ , где  $f_0$  – частота, соответствующая резонансу на продольных волнах,  $c_p$  – скорость распространения упругих продольных  $P$ -волн,  $d$  – высота образца. Для реального образца при ультразвуковых измерениях получены значения продольной  $c_p = 3700$  м/с и поперечной  $c_s = 2500$  м/с упругих волн. Расчет по вышеуказанной формуле дает значение  $f_0 = 30830$  Гц.

Моделирование и расчет собственных частот в области  $f_0$  дает значения, приведенные в табл. 1. В этой же таблице приведены данные по виду (моду) колебаний и их форме. Яркостью на рисунках отмечены суммарные деформации.

Табл. 1. Частоты, формы и виды колебаний свободного образца

f, Гц	20287,32	20287,44	22351,28
Форма			

Вид	Изгибные	Изгибные	Кручение
f, Гц	32809,06	38604,22	38604,90
Форма			
Вид	Продольные	Изгибные	Изгибные

Расчет частотного отклика позволил получить кривую амплитудно-частотной характеристики, изображенную на рис. 1.

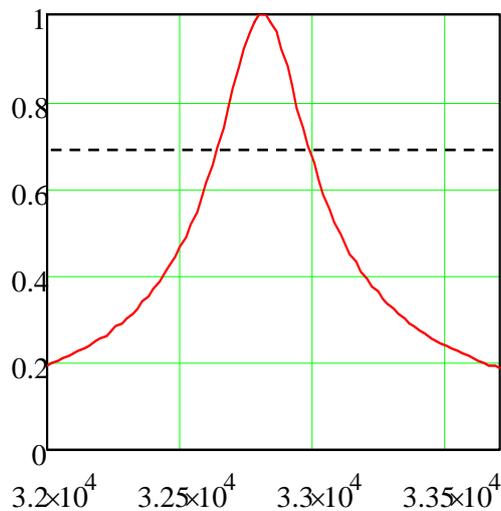


Рис. 1. Форма нормированной по максимуму АЧХ образца без преобразователей

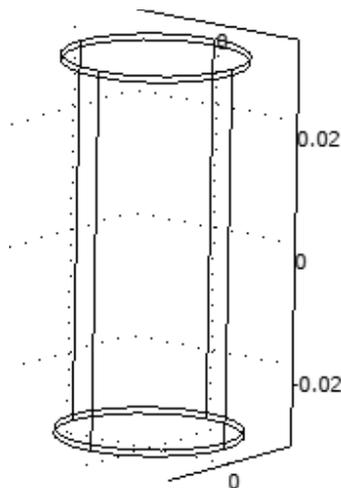


Рис. 2. Скелетная схема образца с пьезокерамическими

Для этой кривой были получены значения частоты максимума  $f_0 = 32800$  Гц и полосы частот этой резонансной системы на уровне  $A_{max}/\sqrt{2}$ , равной  $\Delta f = 338$  Гц, что дало значение добротности  $Q = 97,0$ . Погрешность модельного значения добротности по сравнению с закладываемой в расчет в данном случае составила 3%.

#### 4. Моделирование образца с тонкими пьезопластинами

Расчетная скелетная схема образца с тонкими пьезоэлектрическими пластинами толщиной 1 мм каждая на торцах представлена на рис. 2. Сам цилиндрический образец обозначен на ней в виде четырех вертикальных образующих.

Расчетные параметры пьезопреобразователей следующие. Для пьезокерамических материалов характерны различные значения механической добротности в диапазоне от 30 до 1300 и выше. В качестве материала был выбран широко используемый на практике цирконат-титанат свинца. В наших расчетах для пьезокерамики было принято усредненное значение механической добротности  $Q = 100$ , что соответствует коэффициенту потерь  $\eta = 0.01$ .

Расчет частотного отклика дал значения  $f_0 = 29580$  Гц,  $\Delta f = 300$  Гц,  $Q = 98.6$ . Погрешность составила 1,4%. Несмотря на то, что частота резонанса сдвинулась в сторону низких частот, значение добротности близко к тому, которое задавалось при формировании компьютерной модели.

#### 5. Влияние пьезопреобразователей с защитным корпусом

Для этого случая получено  $f_0 = 29220$  Гц,  $\Delta f = 178$  Гц,  $Q = 164,15$ . Значение добротности сильно отличается от случая без преобразователей, что недопустимо.

#### 6. Выводы

При измерении добротности горных пород на образцах можно рекомендовать использование тонких пьезопластин с небольшой массой.

Измерения с помощью преобразователей с защитным корпусом необходимо сравнить с аналогичными измерениями, но проведенными с пьезопластинами. Следует отметить, что в преобразователях, имеющих корпус, применяются меры по акустической развязке корпуса от пьезопластины. Измерения с преобразователями, имеющими защитный корпус, можно проводить только в том случае, если их результаты не отличаются значительно от измерений, проведенных с пьезопластинами.

Авторы благодарят проф., д.т.н. В.Л. Шкуратника, проф., д.т.н. Е.Б. Черепецкую и д.ф.-м.н. А.В. Лебедева за ряд ценных

замечаний, которые были учтены при подготовке данной публикации.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант 14-05-00362 а.*

### **Литература**

1. Лебедев А.В., Островский Л.А., Сутин А.М., Соустова И.А., Джонсон П.А. Резонансная акустическая спектроскопия при низких добротностях // Акустический журнал, 2003, 49, выпуск 1. С. 92-99.
2. Voznesenskii A. S., Kutkin Ya. O., Krasilov M. N., Komissarov, A. A. Predicting fatigue strength of rocks by its interrelation with the acoustic quality factor // International Journal of Fatigue, 2015, V. 77. P. 186–193.
3. Вознесенский, А.С., Куткин, Я.О., Красилов, М.Н. Взаимосвязь акустической добротности с прочностными свойствами известняков // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. – 2015. №1. С. 30-39.
4. Куткин Я.О. Обоснование методики определения взаимозависимостей акустической добротности и прочности горных пород // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2014, № 12. С. 346-351.
5. Куткин Я.О., Вознесенский А.С., Красилов М.Н., Тавостин М.Н., Осипов Ю.В. Оценка влияния масштабного фактора на взаимосвязь акустической добротности и прочности горных пород [Электронный ресурс] // Ученые записки физического факультета МГУ.- 6, 146313 (2014) [сайт].- URL: <http://uzmu.phys.msu.ru/file/2014/6/146313.pdf> (дата обращения 10.07.2015).
6. COMSOL Multiphysics [Электронный ресурс] // [Сайт] URL: <http://www.comsol.com/> (дата обращения 11.07.2015).

ON THE MEASUREMENT OF ACOUSTIC QUALITY FACTOR OF ROCKS BY METHOD OF RESONANCE ACOUSTIC SPECTROSCOPY

**Voznesenskii A.S., Kutkin Ya.O., Krasilov M.N.**

The National University of Science and Technology MISiS, [al48@mail.ru](mailto:al48@mail.ru)

The effect of the converters on the Q-factor of rock samples in their investigation by the method of resonance acoustic spectroscopy is discussed. Using thin piezoelectric plates as transducers has a small effect on the value of Q-factor and can be recommended for practical measurements.

ИССЛЕДОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА  
ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПУТЕМ МОДЕЛИРОВАНИЯ  
ГЕНЕРАЦИОННЫХ И ПЕРВИЧНО-МИГРАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ:  
ЛАБОРАТОРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

**Гилязетдинова Д.Р., Корост Д.В.**

Московский Государственный Университет им. М. В. Ломоносова (МГУ  
им. М.В. Ломоносова), [gilyazetdinova\\_91@mail.ru](mailto:gilyazetdinova_91@mail.ru)

Аннотация

Нефтегазообразование – это совокупность процессов, протекающих в недрах, данные процессы в природе наблюдаемы быть не могут [Баженова, 2000]. В процессе захоронения нефтематеринской породы (НМП) органическое вещество (ОВ) трансформируется в комплекс высокомолекулярных соединений – предшественников нефти и газа (кероген). Попадание нефтематеринской толщи под определенные термобарические условия, провоцирует образование низкомолекулярных углеводородных соединений. Образование достаточного количества углеводородов (УВ) приводит к первичной миграции флюида в пределах НМП. Процесс первичной миграции происходит на молекулярном уровне.

Описание проделанной работы и полученных результатов

Для постановки эксперимента были отобраны породы преимущественно кремнисто-карбонатного состава доманикового горизонта Южно-Татарского свода. Эксперимент заключался в прогреве пород в пиролизаторе до температур, соответствующих стадиям катагенеза. Для наблюдения за изменениями морфологии пустотного пространства, в результате генерации и первичной миграции углеводородов применялся метод рентгеновской микротомографии.

В результате проделанных исследований по изучению состава минеральной и органической составляющей пород, а также текстурно-структурных признаков было выявлено что, большинство признаков пород в пределах отобранной коллекции идентичны. Однако такие характеристики как содержание ОВ и текстуры пород разнятся. Таким образом, эксперимент был поделен на две части: 1) изучение влияния содержания ОВ на морфологию породы в процессе термического воздействия; 2) изучение влияния текстур на первично-миграционные процессы при одинаковых значениях ОВ. А также был проведен

дополнительный эксперимент по изучению динамики изменения структуры пустотного пространства.

На каждом этапе эксперимента морфология всех измененных пород характеризовалась образованием новых пор и каналов, связывающих первичные пустоты. Но при этом было отмечено, что в образцах с относительно низким содержанием ОВ морфология порового пространства изменилась в меньшей степени, в отличие от пород с высокими содержаниями ОВ. На втором этапе исследований было также выявлено, что преобразования пустотного пространства за счет первично-миграционных процессов в породах с разными текстурами может проходить по разному. Пустотное пространство пород, обладающих слоистой текстурой при прогреве преобразуется в трещины. Данное обстоятельство, вероятно, связано с высокой концентрацией ОВ в прослоях, при нагреве которых генерация новых УВ приводит к образованию трещин. Формирование такого типа нарушений происходит под действием избыточного порового давления, которое не может возникать в относительно связанной системе пустот. Для образования трещин необходима изолированность прослоев, насыщенных ОВ. Иначе обстоит дело с породами массивной текстуры. За счет равномерного распределения ОВ в породе, трещины не образуются, так как новообразованные порции углеводородных флюидов мигрируют в открытой системе пор.

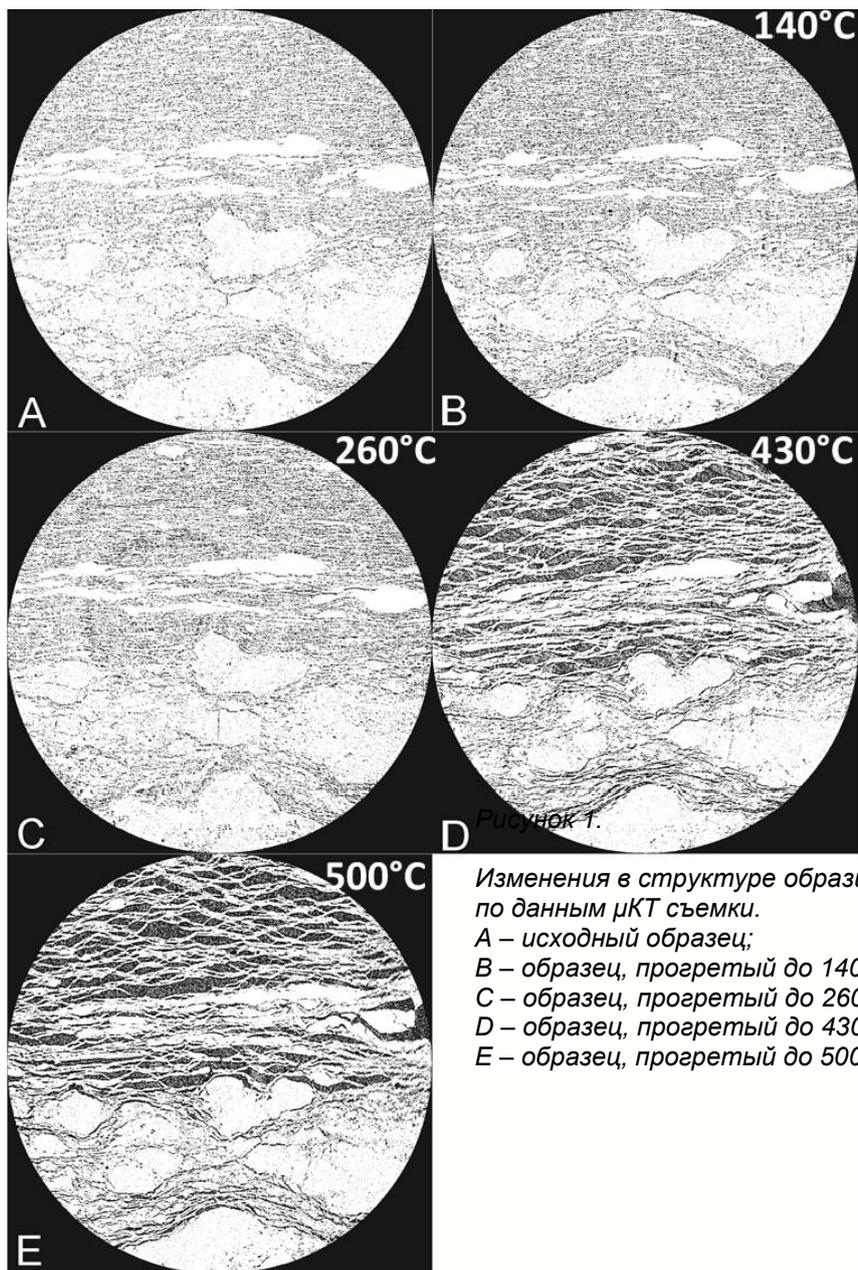
При последовательном прогреве существенные преобразования в структуре пустотного пространства произошли на этапе от 260°C до 430°C (рис. 1). Данный температурный интервал соответствует наиболее интенсивной стадии образования УВ.

#### Заключение

В процессе исследования были изучены факторы, контролирующие изменение строения породы в ходе катагенетических преобразований органического вещества. А так же, были изучены параметры, влияющие на первично-миграционные процессы и динамика трансформации пустотного пространства при лабораторном моделировании генерации углеводородных флюидов.

Необходимо отметить, что данный эксперимент может лечь в основу методики разработки и добычи УВ из незрелых пород.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского Научного Фонда № 14-17-00658.*



## Литература

Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е. Геология и геохимия нефти и газа. М.: МГУ, 2000. – 384 с.

PORE-SPACE INVESTIGATIONS IN DOMANIC FORMATION (SHALES)  
DURING HYDROCARBONS GENERATION AND PRIMARY MIGRATION:  
LABORATORY EXPERIMENT

**Gilyazetdinova D.R., Korost D.V.**

Lomonosov Moscow State University (MSU), [gilyazetdinova\\_91@mail.ru](mailto:gilyazetdinova_91@mail.ru)

The main objective of this paper is to study the factors controlling changes in rock structure during catagenetic transformation of organic matter. Hydrocarbon generation and primary migration can be controlled by numerous parameters; the most important are temperature, pressure, hydrocarbon composition, and organic matter type and content. Several experimental studies focused on the influence of these main parameters. However few dedicated works investigated how the primary structure characteristic and organic matter content affects the pore space transformation of rocks. For this purpose we simulated the primary migration processes in laboratory conditions (pyrolyses and CT scanning) in order to observe the dynamics of pore space transformation.

СРАВНЕНИЕ УПРУГО-АНИЗОТРОПНЫХ СВОЙСТВ ОБРАЗЦОВ ПОРОД ПРЕНИТ-ПУМПЕЛЛИТОВОЙ, АМФИБОЛИТОВОЙ И ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИЙ МЕТАМОРФИЗМА

**Горбацевич Ф.Ф., Ветрин В.Р., Тришина О.М., Ковалевский М.В., Смолькин В.Ф., Фомина Е.Н.**

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, [gorich@geoksc.apatity.ru](mailto:gorich@geoksc.apatity.ru)

Исследования, включающие определения вариаций состава, плотности, упругих свойств, анизотропии упругих и поглощающих свойств, их неоднородности и др. на образцах разных фаций имеют фундаментальный и практический интерес. Например, скоростная анизотропия существенно усложняет волновые характеристики и пути распространения сейсмических волн, изменяет распределение напряжений в массивах пород. Исходя из этого, существенной задачей является выявление изменчивости петрофизических, упруго-анизотропных параметров кристаллических пород в зависимости от интенсивности их метаморфической переработки на разных глубинах залегания. Решение данной проблемы позволит увеличить достоверность интерпретации результатов геофизических работ в массивах горных пород. В рамках поставленной задачи выполнено сравнение упруго-анизотропных свойств образцов пород пренит-пумпеллиитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма.

Породы пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма отобраны в районе верхнего течения р. Соукерйоки, расположенном в северной части палеопротерозойской Печенгской палеорифтогенной структуры и представляют собой метавулканыты материнской свиты пильгуярвинской серии, габбродиабазы, габбро. Текстура пород сланцеватая или массивная, к главным породообразующим минералам относятся альбит, актинолит, диопсид (вероятно, реликтовый от исходных базальтов и габбродиабазов), второстепенные и акцессорные: биотит, хлоритизированный, эпидот, ильменит, ортоклаз, апатит, серпентин, карбонат, пренит. Для проведения испытаний отобрано 6 образцов пород пренит-пумпеллиитовой фации.

Породы амфиболитовой фации залегают в районе г. Кучин-тундра. Основная часть района г. Кучин-тундра сложена преимущественно вулканогенными породами, - рассланцованными амфиболитами свиты матерт, пересекаемых телами метагаббро. Рассланцованные амфиболиты (метадиабазы) представлены мелкозернистыми, равномернозернистыми породами гранонематобластовой структуры. Главные породообразующие

минералы представлены амфиболом, кварцем и полевым шпатом. До 5% занимают рудные минералы. Структура метагаббро неравномернозернистая габбровая, пойкилитовая. В пределах Печенгского массива (район г. Кучин-тундра) отобраны 9 образцов, преимущественно метагаббро и амфиболитов.

На о. Еловом в пределах трубки взрыва были отобраны 8 образцов гранатовых гранулитов из ксенолитов в ультраосновных лампрофирах гранобластовой равномернозернистой, гипидиобластовой, пойкилогранобластовой и порфиробластовой структур. В минеральном составе большинства образцов гранатовых гранулитов преобладает плагиоклаз, в остальных основным минералом является гранат и пироксен. Акцессорные минералы – флогопит, апатит, рудные минералы. Некоторые образцы гранатовых гранулитов инъецированы тонкими прожилками вмещающего ультраосновного лампрофира (УОЛ).

После соответствующих минералогических определений методом Архимеда произвели измерения объемной плотности образцов. Затем методом акустополярископии [1] произвели определения упругих свойств. Определения выполнены на образцах, изготовленных в форме куба.

Результатом акустополярризационных измерений являются акустополяриграммы, полученные при параллельных векторах поляризации излучателя и приемника колебаний (положение ВП) и при скрещенных (положение ВС) По акустополяриграммам ВП определяли наличие и степень проявления эффекта линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП) [1]. Акустополяриграммы, полученные в положении ВС, позволяют определить число и направленность проекций элементов упругой симметрии анизотропного образца.

После проведения акустополярископии измеряли величины скорости распространения продольных и поперечных упругих колебаний в направлениях, совпадающих с ориентировкой выявленных элементов симметрии. Всего на одном образце определяли 3 величины продольной скорости и 6 – поперечной. Затем вычисляли коэффициенты и показатели упругой анизотропии. Дополнительно к скоростным данным определены технические постоянные: модуль упругости  $E$ , модуль сдвига  $G$  и коэффициент Пуассона  $\nu$ .

Результаты определений показали, что диапазон изменений плотности в образцах пренит-пумпеллиитовой фации составляет 2.59-3.03 г/см<sup>3</sup>. Скорости продольных волн изменяются в пределах 5,93-7.50 км/с, поперечных - 2.81-4.21 км/с. В большинстве образцов зафиксирован слабый уровень анизотропии, -  $A_p = 4-8\%$ ,  $B_s = 3-10\%$ .

Образцы пренит-пумпеллиитовой фации отличает близкие к круговой акустополяриграммы ВП и малые по площади акустополяриграммы ВС, в которых трудно выделить направления, отвечающие элементам упругой симметрии образца.

Экспериментальные измерения, полученные на образцах амфиболитовой фации (амфиболиты и метагаббро), показывают существенные вариации плотности, скорости распространения продольных и поперечных волн. Диапазон изменений плотности образцов амфиболитовой фации составляет 2.87-3.29 г/см<sup>3</sup>. Наибольшие и наименьшие значения скорости распространения продольных и поперечных волн зарегистрированы соответственно в образцах амфиболита ( $V_P = 6.92$  км/с,  $V_S = 3.84$  км/с) и полевошпатового амфиболита ( $V_P = 2.24$  км/с,  $V_S = 2.1$  км/с). Коэффициенты и показатели анизотропии амфиболитов и метагаббро изменяются в довольно широких пределах, -  $A_p = 0.4-18\%$ ,  $B_s = 5-15\%$ .

Для 8 образцов гранатовых гранулитов (о. Еловый) плотность образцов изменяется в пределах 2.49-2.98 г/см<sup>3</sup>. Вариации значений скорости распространения продольных и поперечных волн в матрицах скоростей гранатовых гранулитов уже, чем в амфиболитах и метагаббро и породах пренит-пумпеллиитовой фации. Максимальные значения продольных скоростей  $V_P = 6.66$  км/с, поперечных, -  $V_S = 4.01$  км/с, минимальные, -  $V_P = 5.83$  км/с,  $V_S = 3.35$  км/с.

Сравнение величин плотности пород рассматриваемых фаций показывает, что наибольшие вариации минерального состава наблюдается у пород пренит-пумпеллиитовой, меньшие, - у гранулитовой фации. Так как плотность в наибольшей степени связана с минеральным составом, этот вывод имеет основание. Наибольший диапазон изменений скорости продольных и поперечных колебаний отмечается у пород амфиболитовой, наименьший, - у пород гранулитовой фации. Скоростной контраст, как правило, отражает неравенство компонент поля палеонапряжений, в месте, в которых находилась данная порода. Положение пород амфиболитовой фации обычно отвечает РТ-условиям средней коры. Отсюда можно заключить, что в пределах средней коры неравенство компонент поля палеонапряжений наиболее вероятно.

Породы пренит-пумпеллиитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций отличаются по показателям упругой анизотропии. Прежде всего это видно по формам акустополяриграмм. Величины и диапазон изменений коэффициентов и показателей анизотропии амфиболитов и метагаббро выше и шире ( $A_p = 0.4-18\%$ ,  $B_s = 5-15\%$ )

чем у гранатовых гранулитов ( $A_p = 1.3-5.4\%$ ,  $B_s = 1.7-5.0\%$ ) и образцов пренит-пумпеллиитовой фации. Самые низкие показатели упругой анизотропии отмечены у пород гранулитовой фации. Так как гранулитовая фация обычно свойственна породам, залегающим на глубинах 30-50 км, можно полагать, что на этих глубинах распределение поля напряжений ближе к квазигидростатическому.

Известно, что РТ-условия земных глубин существенно влияют на величины сейсмических скоростей в породах. Гранатовые гранулиты по имеющимся оценкам на глубине естественного залегания (25-40 км) находились под давлением 800-1400 МПа и температуре 700-930°C [2]. Это предполагает их относительно высокую пластичность в условиях *in situ*, определявшую, вероятно, существенную изотропность их напряженного состояния.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 07-05-00100-а, 10-05-00082-а, 13-05-00125-а)*

### **Литература**

1. Горбачевич Ф.Ф. Акустополарископия горных пород. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН. 1995. 203 с.
2. Ветрин В.Р., Калинин М.М. Реконструкция процессов внутрикорового и корово-мантийного магматизма и метасоматоза. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН. 1992. 110 с.

### **A COMPARISON OF ELASTIC-ANISOTROPIC PROPERTIES OF ROCK SAMPLES OF PREHNITE-PUMPELLYITE, AMPHIBOLITE AND GRANULITE FACIES OF METAMORPHISM**

**Gorbatsevich F.F., Vetrin V.R., Trishina O.M., Kovalevskiy M.V., Smol'kin V.F., Fomina E.N.**

Geological Institute Kola science centre RAS, Apatity.

[gorich@geoksc.apatity.ru](mailto:gorich@geoksc.apatity.ru)

Elastic-anisotropic properties of rock samples of prehnite-pumpellyite, amphibolite and granulite facies of metamorphism were determined by the acoustopolarization method. Rocks of prehnite-pumpellyite, amphibolite and granulite facies have different indexes of elastic anisotropy. Rocks of amphibolite facies have the greatest changing range of compression and shear waves, rocks of granulite facies the least range.

## ЗЕМНЫЕ АНАЛОГИ HASP И GASP СТЕКОЛ ИЗ КРАТЕРА ЖАМАНШИН

**Горностаева Т.А.**

Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва,  
[tagorn8@mail.ru](mailto:tagorn8@mail.ru)

Импактные события, множественно происходившие в истории Земли, Луны и других небесных тел, характеризуются высокой удельной энергией, большими температурой и давлением, а также кратковременностью события, приводящему к уникальному градиенту изменения этих параметров. Такие события с участием массивных высокоскоростных ударников вызывают ударно-взрывные процессы, приводящие к образованию крупных кратеров, заполняемые быстротвердеющим расплавом и, в момент импакта, к образованию газоплазменного облака. Процессы испарения, миграции, рекомбинации элементов и их соединений представляют значительный как фундаментальный интерес с точки зрения формирования планет и небесных тел, так и практический – для развития нанотехнологий и методов синтеза новых соединений.

К крупному импактному событию, характеризующемуся большой массой и скоростью ударника, относится событие, породившее кратер Жаманшин. Этот кратер расположен в Казахстане приблизительно в 200 км к северу от Аральского моря (N = 48°24', E = 60°58'). Внешний диаметр кратера приблизительно достигает 13 км, внутренний диаметр 5.5-6.3 км.

Кратер Жаманшин является уникальным объектом для изучения механизмов образования стекол и поведения химических элементов в импактном процессе по целому ряду причин. Во-первых: кратер Жаманшин имеет довольно молодой возраст - в пределах 0.75-1.1 млн. лет, что обеспечило его хорошую сохранность. Во-вторых: кратер Жаманшин относится к взрывным импактным структурам, что представляет возможность изучения процессов ударного метаморфизма. В третьих: стекла, найденные в кратере Жаманшин, имеют широкие вариации составов и представлены как импактитами (жаманшинитами), так и тектитоподобными образованиями (иргизитами).

В ходе выполнявшихся исследований состава и строения разнообразных жаманшинитов высоколокальными методами аналитической электронной микроскопии SEM и TEM (сканирующий электронный микроскоп JEOL JSM 5610-LV + рентгеновский энергодисперсионный спектрометр (ЭДС) INCA-450 и просвечивающий электронный микроскоп JEOL JSM 2100 + IETEM INCA-250) были обнаружены стекла с широким диапазоном

изменения состава и разного рода включений, в том числе и наноразмерные.

Изученные нами в SEM жаманшиниты оказались достаточно однородными по составу. Однако на уровне локальности TEM было выявлено большое разнообразие составов стекол, в совокупности соответствующие составам, полученным на SEM. Интерес представляют в частности высокоглиноземистые стекла с содержанием  $\text{SiO}_2$  ниже 35 мас.%. .

Эти стекла всегда содержат большое количество субмикронных кристаллических и аморфных включений разного состава. В энергодисперсионных рентгеновских спектрах от таких стекол в качестве основных пиков присутствуют линии кислорода, алюминия и кремния. Заметной интенсивностью также отличаются пики либо кальция, либо железа. Низкой интенсивностью обладают пики магния, фосфора, серы и титана. Пики меди и углерода возбуждаются от медной сеточки и коллодиевой подложки. Дополнительную интенсивность пикам железа и титана придают присутствующие в стекле включения отвечающие по составу магнетиту и титаномагнетиту. Количественный анализ таких стекол показал в среднем следующий диапазон колебания элементов:  $\text{MgO}$  – 0-0.3;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 31-38;  $\text{SiO}_2$  – 33-35;  $\text{CaO}$  – 18-25;  $\text{TiO}_2$  – 0-2;  $\text{FeO}$  – 5-9 вес.%. .

Стекло такого состава и строения интерпретируется как расплавное. Эксперименты по импульсному лазерному испарению различных горных пород показали, что при шоковом высокоэнергетичном воздействии преимущественно испаряются летучие элементы (Na, K, Si, и Fe), в то время как Ca, Al, и Ti концентрируются в остаточном расплаве [Яковлев и др., 1972]. Так по результатам этих экспериментов было отмечено, что независимо от типа пород подвергавшихся воздействию оставшееся после испарения расплавное стекло было обогащено Ca, Al, и Ti [Horz et al., 1983; Яковлев и др., 1997].

Аналогичная ситуация для составов остаточных расплавов наблюдалась и на Луне. При изучении образцов лунного грунта по результатам многочисленных исследований в отдельную группу были выделены стекла, представляющие собой тугоплавкий остаток при испарении в ходе импактного процесса глинозёмистых материнских пород, которые получили название HASP (High-Aluminum Silica-Poor) - высоко глиноземистые, низко кремниевые стекла. Naney и др. [1976] использовал термин HASP, чтобы описать диапазон составов основных выборок стекол, доставленных Аполлоном-16. Эти стекла в среднем содержали  $\text{SiO}_2$  - 30-34 мас.%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 32-36 мас.%, и  $\text{CaO}$ -20 мас.%. Образование типичного HASP

подразумевает потерю 1/4-1/3  $\text{SiO}_2$  от исходного материала в пар (в среднем у континентальной лунной коры 45 мас.%  $\text{SiO}_2$ ) [Worren, 2008]. В тоже время для стекол HASP отмечены значительные колебания составов. Так авторами [Keller, McKay, 1992a] зафиксированы “ultra HASP” – стекла, содержащие 65 мас.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и только 5 мас.%  $\text{SiO}_2$ .

Состав стекол, найденных нами в жаманшинитах, приведённый выше, и наличие в них большого количества кристаллических и аморфных включений, свидетельствует об их расплавленном характере [Горностаева и др., 2015]. Их составы точно попадают в диапазон составов HASP лунных стекол.

Подобную аналогию можно провести и в отношении высококремниевых стеклянных сфер, неоднократно встреченных в ТЕМ-пробах жаманшнитов. Размер таких стеклянных сфер составляет порядка 200-400 нм, а состав находится в диапазоне содержаний  $\text{SiO}_2$  порядка 95-98 мас.% и 2-5 мас.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . В качестве примесных элементов могут содержаться К, Mg, Са и Ti.

Аналогичные высококремниевые стеклянные сферы с небольшим содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  были найдены и на Луне. В литературе, посвящённой петрологии Луны такие стекла считаются конденсатными, образованными при испарении из того же расплава что и HASP и получили название "GASP" (Gas-Associated Spheroid Precipitate) - газоассоциированные сферические осадки. Содержание  $\text{SiO}_2$  в GASP находится в диапазоне от 81 до 97 мас.%. [Worren, 2008; Keller, McKay, 1992b]. Размер сфероидов GASP составляет менее 5 мкм. Описанные сферические стекла в жаманшините по составу и размерам полностью идентичны лунным GASP стёклам.

Таким образом стекла аналогичные по составу лунным HASP и GASP идентифицированы в материале земного импактного кратера Жаманшин. Это позволяет шире пользоваться аналогиями между земными и лунными импактными структурами и при интерпретации данных о процессах импактного минералообразования.

Выводы:

1. Использование высоколокальных методов ТЕМ открывает новые возможности в изучении импактных стекол, делая их новым источником информации о процессах, протекающих в условиях шоковых температур и давлений.

2. Впервые в земных импактных стеклах диагностированы полные аналоги лунных HASP и GASP стекол.

3. Наличие земных аналогов стекол HASP и GASP расширяет возможность сопоставления импактных процессов на Луне и на Земле.

4. В условиях дефицита лунного материала наличие таких аналогий позволяет с большей достоверностью экстраполировать результаты изучения земных образцов на лунные условия.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 15-05-04657-а*

### **Литература**

1. Яковлев О.И., Косолапов А.И., Кузнецов А.В., Нусинов М.Д. Результаты исследования фракционного испарения базальтового расплава в вакууме // ДАН СССР. 1972. Т. 206. № 4. С.970-973.
2. Horz F., Fechtig H., Janike J., Schneider E. Morphology and chemistry of projectile in small experimental impact craters // Proceeding of the 14 LPSC. 1983. JGR. V. 88 (Supplement). P. B353—B363.
3. Яковлев О.И., Диков Ю.П., Герасимов М.В., Влотцка Ф. Особенности испарения алюминия из силикатных расплавов // Геохимия. 1997. № 12. С. 1181-1195.
4. Naney M.T., Crowi D.M., Papike J.J. The Apollo 16 drill core: Statistical analysis of glass chemistry and the characterization of a high-alumina-silica poor (HASP) glass. Proc. Lunar Set. Conf. 7th. 1976. P. 155-184.
5. Warren P. H. Lunar rock-rain: Diverse silicate impact-vapor condensates in an Apollo-14 regolith breccia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. V. 72. №. 14. P. 3562-3585.
6. Keller L.P., McKay D.S. Micrometer-sized Glass Spheres in Apollo 16 Soil 61181: Implications for Impact Volatilization and Condensation// Proceedings of Lunar and Planetary Science. 1992a. V. 22. P. 137-141.
7. Keller L.P. and McKay D.S. Impact glasses and vapor condensates in Apollo 11 soil (abstract). Lunar and Planetary Science Conference. 1992b. V. 23. P. 673–674.
8. Горностаева Т.А., Мохов А.В., Карташов П.М., Богатиков О.А. Конденсатные стекла кратера Жаманшин. I: Иргизиты // Петрология. 2015. Т. 23. № 6. (в печати).

## TERRESTRIAL ANALOGUES OF HASP AND GASP GLASSES FROM ZHAMANSHIN CRATER

**Gornostayeva T.A.**

Institute of geology of ore deposits (IGEM) RAS, Moscow

Complete analogues of Lunar HASP and GASP glasses were discovered during investigations of impact glasses of Zhamanshin crater (zhamanshinites) with using of high-locality methods of TEM. This find allows to interpret mineral-forming processes at the Moon with consideration of data obtained for terrestrial impact glasses.

О ВЛИЯНИИ ТЕРМОХИМИЧЕСКОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ  
ТИТАНОМАГНЕТИТСОДЕРЖАЩИХ БАЗАЛЬТОВ НА РЕЗУЛЬТАТЫ  
ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ МЕТОДОМ ТЕЛЬЕ:  
НОВЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

**Грибов С.К.**

Геофизическая обсерватория «Борок» – филиал Учреждения  
Российской академии наук Института физики Земли им. О.Ю.  
Шмидта РАН (ГО «Борок» ИФЗ РАН), [gribov@borok.yar.ru](mailto:gribov@borok.yar.ru)

Настоящее исследование представляет первую попытку систематического изучения влияния термохимической остаточной намагниченности (*TCRM*) на достоверность палеомагнитной информации по изверженным горным породам и является продолжением работы, начатой автором в 2013-2014 гг. [Грибов и др., 2014] Тогда было проведено лабораторное моделирование термохимического намагничивания на образцах сибирских пермо-триасовых трапповых базальтов, содержащих катион-дефицитный титаномagnetит (с основной температурой Кюри  $T_c \sim 220^\circ\text{C}$  и степенью однофазного окисления  $Z \sim 0.5$ ) в процессе его окислительного распада при 200-часовом изотермическом отжиге на воздухе при 400, 450, 500 и  $530^\circ\text{C}$  в присутствии слабого постоянного магнитного поля порядка земного. Оценка поля образования данной *TCRM*, выполненная с помощью метода Телье [Thellier, Thellier, 1959] (в модификации Коэ [Coe, 1967]) определения палеонапряженности, показала 30–50-процентное занижение его величины относительно истинного значения. При этом было установлено, что по графическим построениям Араи-Нагата процедуры Телье-Коэ *TCRM* не различается от термоостаточной намагниченности (*TRM*) того же материала. В палеомагнитном аспекте это может означать, что изверженные породы, содержащие продукты окисраспада сильно однофазно окисленных титаномagnetитов (ТМГ) и несущие термохимическую намагниченность, могут быть источником существенной ошибки в определении палеонапряженности методом Телье, когда *TCRM* не распознана как таковая.

В новом исследовании исходным материалом для экспериментов были выбраны образцы камчатского базальта (в. Ключевской, извержение 25.02.1987г.), содержащего первично-магматогенные ТМ с точками Кюри  $<250^\circ\text{C}$ . Предварительно проведенная на воздухе изотермическая термообработка данных образцов в течение 200 часов в интервале  $(400\text{--}500)^\circ\text{C}$  показала достижение лишь С2-С3 классов высокотемпературного окисления

титаномагнетитов в классификации Хаггерти [Haggerty, 1991]. Это дало возможность выполнить эксперименты по созданию химической намагниченности на начальной стадии гетерофазного окисления первичных ТМ, оценка палеомагнитного эффекта которой далеко неоднозначна [Yamamoto et al., 2003; Draeger et al., 2006; Fabian, 2009].

Методика экспериментов заключалась в следующем. На исходных образцах кубической формы с ребром 1 см создавалась термохимическая остаточная намагниченность при окислении на воздухе содержащихся в базальте титаномагнетитовых зерен в течение 200-часовых изотермических выдержек образцов при каждой заданной температуре (400, 450 или 500<sup>o</sup>C) в присутствии постоянного магнитного поля напряженностью ( $H_{CRM}$ ) 50 или 100 мкТл. По истечении 200 часов образцы охлаждались до комнатной температуры ( $T_0$ ) либо в отсутствии магнитного поля (таким образом выделялась «чистая»  $CRM(T_0)$ ), либо в полях образования соответствующей  $CRM$  (т.е. создавалась комбинация  $CRM+pTRM$ ). Дополнительно отдельная  $pTRM$  создавалась на образцах, предварительно отожженных при тех же фиксированных температурах в течение 200 часов уже без поля, в процессе их последующего охлаждения до  $T_0$  в поле  $H_{pTRM} = H_{CRM}$ . Далее на образцах с лабораторно-индуцированными остаточными намагниченностями ( $CRM$ ,  $pTRM$  или  $CRM+pTRM$ ) были выполнены эксперименты по моделированию в лабораторных полях 30,50 либо 100 мкТл методики Телье-Коэ определения палеонапряженности. По файлам полученных данных были построены диаграммы Араи-Нагата [Nagata et al., 1963] и на их основе проведена оценка достоверности определений напряженности полей образования всех искусственно созданных остаточных намагниченностей.

Анализ результатов экспериментов, выполненных по методике Телье-Коэ, показал следующее:

1. Практически все диаграммы Араи-Нагата образцов с смоделированными  $CRM$ ,  $pTRM$  и  $CRM+pTRM$  характеризуются той или иной степенью вогнутости кривых зависимостей  $J(CRM, pTRM, CRM+pTRM) = f(J(pTRM))$ . Тем не менее, на них присутствуют квазипрямолинейные участки, на которых кривизна почти незаметна, что позволяет выполнить формальную процедуру определения «палеонапряженности» удовлетворяющую современным критериям качества.

2. Для образцов, содержащих «чистую»  $pTRM$ , погрешность определения поля ее образования с использованием диаграммы Араи-Нагата составляет не более 5%.

3. Для образцов, содержащих «чистую» *CRM*, оценка поля создания данной намагниченности по соответствующим диаграммам Араи-Нагата оказалась на ~20–30% занижена относительно значения поля, в котором она и была образована.

4. Для образцов, содержащих комбинацию *CRM* и *pTRM*, зависимость  $J(CRM+pTRM) = f(J(pTRM))$  на диаграммах Араи-Нагата можно аппроксимировать двумя линейными функциями. При этом оценка поля создания собственно химической компоненты намагниченности (т.е. рассчитанной по высокотемпературному линейному сегменту диаграммы Араи-Нагата), оказалась на ~20% заниженной относительно истинного значения. Вместе с тем на данных образцах, величина напряженности поля, вычисленная по температурному интервалу, в котором на первично созданную *TCRM* накладывалась парциальная термоостаточная намагниченность, практически совпало с действительным значением поля создания последней.

5. Непосредственное сопоставление диаграмм Араи-Нагата, полученных на образцах с лабораторными *CRM* и *pTRM*, показало невозможность различения этих видов остаточной намагниченности по их термостабильности при выполнении процедуры Телье-Коэ.

Итак, результаты тестирования методики Телье на лабораторно окисленных природных ТМ, с одной стороны, свидетельствуют о хорошей работоспособности метода Телье определения палеонапряженности на образцах с смоделированными «чистой» или наложенной парциальной термонамагниченностями, а с другой стороны, показывают, что применение данной методики на том же материале, но обладающим компонентой остаточной намагниченности химической природы, приводит к 20-30% занижению поля образования данной намагниченности, что свидетельствует о несущественном влиянии начальной стадии гетерофазного окисления титаномагнетитсодержащих вулканогенных пород на достоверность палеомагнитной информации.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 14-05-00365).*

### **Литература**

1. Грибов С.К., Долотов А.В., Цельмович В.А. Особенности магнито-минералогического преобразования природных титаномагнетитов на воздухе в изотермических условиях // Учен. Зап. Казан. Ун-та. Естеств. науки. 2014. Т. 156, кн. 1. С. 64-78.
2. Грибов С.К., Долотов А.В. К вопросу о влиянии термохимической намагниченности титаномагнетитсодержащих базальтов на

- результаты определения палеонапряженности методом Телье / Сб. Пятнадцатая международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2014. С. 51-54
3. Haggerty S.E. Oxide textures: a mini-atlas. In "Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance" (D.H. Lindsley, ed.). Mineralogical Society of America. 1991. V. 25. N 1. P. 129-219.
  4. Nagata T., Arai Y., Momose K. Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years // J. Geophys. Res. 1963. 68. P. 5277-5281.
  5. Yamamoto Y., Tsunakawa H., Shibuya H. Palaeointensity study of the Hawaiian 1960 lava: implications for possible causes of erroneously high intensities // Geophys. J. Int. 2003. V. 153. N 1. P. 263-276.
  6. Yamamoto Y. Possible TCRM acquisition of the Kilauea 1960 lava, Hawaii: failure of the Thellier paleointensity determination inferred from equilibrium temperature of the Fe-Ti oxide // Earth Planets Space. 2006. V. 58. P. 1033-1044.
  7. Draeger U., Prevot M., Poidras T., Riisager J. Single-domain chemical, thermochemical and thermal remanences in a basaltic rock // Geophys. J. Int. 2006. V. 166. N 1. P. 12-32.
  8. Fabian K. Thermochemical remanence acquisition in single-domain particle ensembles: A case for possible overestimation of the geomagnetic paleointensity // Geochem. Geophys. Geosyst. 2009. V. 10. Q06Z03.

#### INFLUENCE OF THERMOCHEMICAL REMANENT MAGNETIZATION (TCRM) OF TITANOMAGNETITE-CONTAINING BASALTS ON THE RESULTS OF PALAEOINTENSITY DETERMINATION BY THE THELLIER METHOD: NEW EXPERIMENTAL DATA

**Gribov S.K.**

Borok Geophysical Observatory of Foundation of the Russian Academy of Sciences Schmidt Institute of Physics of the Earth (IPE) RAS,  
[gribov@borok.yar.ru](mailto:gribov@borok.yar.ru)

We conducted Thellier-Coe simulation paleointensity experiments using laboratory-induced *TCRMs* and demonstrated that basaltic samples containing titanomagnetite grains with low levels of high-temperature oxidation (corresponding to C2–C3 oxidation stages of the Haggerty classification) could be responsible for paleointensity underestimates by 20–30 per cent when a natural *TCRM* is not recognized as such.

## ПРОБЛЕМА ОЦЕНКИ РЕСУРСОВ ВЕЩЕСТВ В КОСМИЧЕСКОМ ПРОСТРАНСТВЕ

<sup>1</sup>Доломатов М.Ю., <sup>2</sup>Журавлева Н.А., <sup>2</sup>Кутуева А.В.

<sup>1</sup>Уфимский государственный университет экономики и сервиса (УГУЭС), Уфа, [dolomatov@gmail.com](mailto:dolomatov@gmail.com)

<sup>2</sup>Уфимский государственный авиационный технический университет (УГАТУ), Уфа, [Zhuravliova80@mail.ru](mailto:Zhuravliova80@mail.ru), [alinavarisovna@gmail.com](mailto:alinavarisovna@gmail.com)

В работе представлен феноменологический термодинамический подход к физико-химическим процессам в межзвездной среде, а также термодинамическая модель оценки ресурсов молекул в гигантских молекулярных облаках.

В работах М.Ю. Доломатова была разработана физико-химическая теория систем с хаосом химического состава, было высказано предположение, что нефтяное и космическое вещество в гигантских межзвездных молекулярных облаках (ГМО) подчиняется одним и тем же статистическим и физико-химическим закономерностям и относятся к многокомпонентным системам с хаосом химического состава (МСХС) [Доломатов, 1990; Доломатов, 2005]. В этих работах было доказано, что космические скопления молекул так же относятся к МСХС, как и нефтяные и прочие углеводородные системы. Межзвездные гигантские молекулярные облака (ГМО) являются типичными абиогенными МСХС.

Рассмотрим термодинамические особенности ГМО как системы с хаосом состава. Исходя из факта существования более чем 165 молекул, наблюдаемых в ГМО в радиоинфракрасном диапазоне спектра можно предположить, что в среде этих систем имеются области, в которых создаются условия для локального термодинамического равновесия. Кроме того, можно отметить, что температура в этих областях находится в диапазоне 2 – 700 К. При более высоких температурах под действием жесткого излучения простые органические молекулы диссоциируют с образованием ионов или свободных радикалов. Таким образом, из самого факта устойчивого наблюдения стабильных молекул в межзвездной среде следует, что принцип локального равновесия в отдельных областях межзвездной среды выполняется, а раз так, значит, законы равновесной термодинамики можно применять для количественных оценок молекулярных ресурсов. Неслучайно в основе многих исследовательских физико-химических расчетов процессов образования молекул в межзвездной среде приняты условия локального равновесия.

В настоящее время имеются отдельные модели и оценки молекул в межзвездной среде в различных, но целостной оценки не проводилось.

Особенности и упрощения предлагаемой модели распределения веществ в ГМО представлены в работах [Dolomatov, Zhuravleva, 2014a; Долوماتов, Журавлева, 2013a; Dolomatov, Zhuravleva, 2014b; Dolomatov, Zhuravleva, 2014c; Долوماتов, Журавлева, 2013b; Долوماتов, Журавлева, 2013c].

В качестве термодинамических свойств химических веществ рассмотрена теплота образования органических соединений.

В предыдущих работах расчеты теплот (энтальпий) образования проводились стандартным методом статистической физики на основе данных полуэмпирических методов квантовой химии. В данной работе были использованы значения энтальпий образования, взятые из [База данных, 2015].

Расчет ресурсов молекул выполняется по следующему алгоритму:

- построение вариационных рядов и нахождение их характеристик по термодинамическим свойствам соединений;
- построение функций распределения соединений и их анализ. Гипотеза о нормальном законе распределения проверяется с помощью  $\chi^2$ -критерия Пирсона и критерия Колмогорова-Смирнова;
- расчет вероятности образования молекул ГМО с определенной теплотой образования, энтропии и свободной энергией;
- оценка ресурсов соответствующих веществ по модели (1):

$$M_i = \chi Q_{MO} N_g M_c F(p_i), \quad (1)$$

$M_i$  – масса соответствующего вещества в кг;

$M_i = \chi Q_{MO} N_g M_c F(p_i)$  – вероятность существования  $i$ -й молекулы в ГМО;

$Q_{MO} = 1 \cdot 10^6$  – среднее число ГМО в Галактике;

$N_g = 10^{10}$  – среднее по современным данным число галактик в видимой части Вселенной;

$M_c = 2 \cdot 10^{30}$  кг – масса Солнца;

$\chi$  – коэффициент, учитывающий потери органических молекул в процессах звездообразования и их воспроизводство при взрывах сверхновых звезд; предполагаем  $\chi = 1$ .

Приведем более подробное описание построения функции распределения.

В соответствии с термодинамикой МСХС, оценим, насколько близко распределение состава по теплотам образования (2) к нормальному распределению:

$$P = \int \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\left(\frac{X - \bar{X}}{\sigma\sqrt{2}}\right)^2\right] dX, \quad (2)$$

где  $F(p_i)$  – функция распределения состава по теплотам образования;

$p_i$  – вероятность существования молекул ГМО с определенной теплотой образования;

$\sigma$  – среднее квадратичное отклонение;

$X$  – стандартная теплота образования  $i$ -го соединения;

$\bar{X}$  – средняя стандартная теплота образования всех молекулярных соединений.

Статистическим анализом данных подтверждено, что распределение состава ГМО и по стандартным теплотам образования и по свободным энергиям образования нормальное. Таким образом, расчетами показано, что молекулярное вещество Вселенной является гауссовской суперсистемой со значительным хаосом химического состава.

В данной работе по уточненным значениям термодинамических свойств веществ были рассчитаны ресурсы веществ в космическом пространстве. Полученные оценки совпадают с результатами предыдущих расчетов по порядку, имеющиеся отличия незначительны.

### Литература

1. Долوماتов М.Ю. Фрагменты теории реального вещества. От углеводородных систем к галактикам. – М.: Химия, 2005. – 208 с.
2. Долوماتов М. Ю. Некоторые физико-химические аспекты прогнозирования свойств многокомпонентных систем в условиях экстремальных воздействий // ЖВХО им. Д. И. Менделеева. – 1990 – Т. 35, № 5 – С. 632 – 638.
3. Dolomatov M.Yu., Zhuravleva N.A. Thermodynamic models of the distribution of life-related organic molecules in the interstellar medium. *Astrophysics and Space Science*, Springer Science+Business Media Dordrecht. 2014. DOI: 10.1007/s10509-014-1844-8
4. Долوماتов М.Ю., Журавлева Н.А. Распределение молекул в межзвездной среде и проблема космогенеза нефти и биосистем. Уфа: Издательство ГУП ИНХП, 2013. – 167 с.
5. Dolomatov M.Yu., Zhuravleva N.A., Tanatarova D.R. About Organic Systems Origin According to Equilibrium Thermodynamic Models of Molecules Distribution in Interstellar Medium // *Applied Physics Research*; Vol. 6, No. 5; 2014 ISSN 1916-9639 E-ISSN 1916-9647 Published by Canadian C

6. The Thermodynamic Models of Molecular Chemical Compound Distribution in the Giant Molecular Clouds Medium, Applied Physics Research; Vol. 4, No. 4; 2012 ISSN 1916-9639 E-ISSN 1916-9647 Published by Canadian Center of Science and Education
7. Доломатов М.Ю., Журавлева Н.А. О космогенезе нефти и биосистем / Материалы 2-ой Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти «Кудрявцевские Чтения» – Москва: ОАО «ЦГЭ», 2013.<http://conference.deeroil.ru>
8. Доломатов М.Ю., Журавлева Н.А. О космическом происхождении нефтяных и биологических веществ / Межрегиональный сбор-ник «Нефтегазопереработка-2013»: Материалы междунар. научно-практ. конф. – Уфа: ГУП «Институт нефтехимпереработки Республики Башкортостан», 2013. – С. 9-15.
9. База данных: свойства веществ.  
[http://www.chemway.ru/bd\\_chem/tbl\\_term\\_func/w\\_tbl\\_term\\_stull.php](http://www.chemway.ru/bd_chem/tbl_term_func/w_tbl_term_stull.php).

## PROBLEM OF THE ESTIMATION OF COMPOUNDS RESOURCES IN SPACE

<sup>1</sup>**Dolomatov M.Ju.**, <sup>2</sup>**Zhuravleva N.A.**, <sup>2</sup>**Kutueva A.V.**

<sup>1</sup>Ufa State University of Economics and Service, Ufa,  
[dolomatov@gmail.com](mailto:dolomatov@gmail.com)

<sup>2</sup>Ufa State Aviation Technical University, Ufa, [Zhuravliova80@mail.ru](mailto:Zhuravliova80@mail.ru),  
[alinavarisovna@gmail.com](mailto:alinavarisovna@gmail.com)

This paper presents a phenomenological thermodynamic approach to physical and chemical processes in the interstellar medium, as well as the thermodynamic model for estimation of molecules resource in giant molecular clouds.

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВОДНЫХ ПЛЮМОВ ЭНЦЕЛАДА. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

**Дорофеева В.А., Черкасова Е.В.**

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского  
(ГЕОХИ) РАН, Москва, [dorofeeva@geokhi.ru](mailto:dorofeeva@geokhi.ru)

Энцелад – первое космическое тело, на котором 10 лет назад впервые во внеземных условиях было открыто явление криовулканизма. Извержение нескольких водных плюмов высотой до 200 км наблюдается в районе южного полюса этого небольшого регулярного спутника Сатурна и по сей день. Физические аспекты образования плюмов на Энцеладе были рассмотрены в [Дорофеева, Рускол, 2010 и др.]. Благодаря уникальному космическому эксперименту «Cassini», с большой точностью был определен химический и изотопный состав плюмов, при этом измерения проводились *in situ* [Waite et al., 2009]. В составе плюмов были обнаружены различные соединения серы, азота и углерода (в том числе и органические молекулы с содержанием  $n \times 10^{-3}$  -  $n \times 10^{-6}$ ). Особое внимание обращает на себя одновременное присутствие в плюмах в соизмеримых количествах как окисленных ( $N_2$  и  $CO_2$ ), так и восстановленных форм ( $NH_3$  и  $CH_4$ ) газообразных соединений азота и углерода. Относительные мольные доли этих компонентов составляют:  $CO_2/H_2O = (53 \pm 1) \times 10^{-3}$ ,  $CH_4/H_2O = (9.1 \pm 0.5) \times 10^{-3}$ ,  $NH_3/H_2O = (8.2 \pm 0.2) \times 10^{-3}$ ,  $N_2/H_2O \approx 10 \times 10^{-3}$ . Присутствие в водных плюмах Энцелада указанных газов является однозначным свидетельством того, что ледяная компонента аккрецированного образовывавшимся спутником каменно-ледяного материала содержала помимо льда  $H_2O$  льды иных газов. Важным открытием в исследовании плюмов Энцелада было обнаружение в их составе частиц, содержащих  $NaCl$  и  $Na_2CO_3/NaHCO_3$  [Postberg et al., 2009], а также nano частиц  $SiO_2$  (Hsu, 2011). Это обстоятельство может указывать на то, что состав водных плюмов формировался в условиях взаимодействия в системе вода-порода, происходящего в недрах спутника.

Задачей данной работы являлось реконструкция условий образования водных плюмов Энцелада с помощью термодинамических моделей, в которых часть имеющихся экспериментальных данных используется в качестве входных параметров, а другие – для верификации построенных моделей.

Есть все основания полагать, что наблюдаемое разнообразие летучих компонентов в водных плюмах Энцелада в значительной мере объясняется тем, что температуры как в зоне питания Сатурна в околосолнечном диске, так и в его протоспутниковом диске были относительно низки [Дорофеева, Макалкин, 2009; Макалкин, Дорофеева, 2014]. Поэтому часть летучих компонентов в составе первичного каменно-ледяного вещества, которое затем было аккрецировано образующимся регулярным спутником, сохранилось. К числу таких сохранившихся летучих относятся прежде всего  $\text{CO}_{2(\text{лед})}$ ,  $\text{NH}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}_{\text{кр}}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ , летучие органические соединения, типа  $\text{CH}_3\text{OH}$ . Возможность аккреции  $\text{CH}_4 \cdot 5.75\text{H}_2\text{O}_{\text{кр}}$ , или тем более  $\text{CH}_{4(\text{лед})}$  кажется нам проблематичной [Макалкин, Дорофеева, 2014].

Другим фактором, обусловившим разнообразие состава водных плюмов Энцелада, является химическое взаимодействие пылевой компоненты каменно-ледяного протовещества спутника с водным раствором в условиях субповерхностного моря, которое, согласно данным [Iess et al., 2014], простирается в районе Южного полюса спутника до широты  $\approx 50^\circ$  и имеет глубину  $\sim 30\text{-}40$  км. Впервые возможные результаты такого взаимодействия были рассмотрены в работе [Glein et al., 2008]. В дальнейшем было показано, что при определенных условиях (взаимодействии щелочных растворов с ультрамафическими породами) возможно образование  $\text{CH}_4$  из  $\text{CO}_2$  в результате реакции серпентинизации даже при низких ( $\sim 25^\circ\text{C}$  и ниже) температурах [Zolotov, Postberg, 2014; Glein-2015]. Принципиально важный вопрос о возможности конверсии аккрецированного  $\text{NH}_3$  в  $\text{N}_2$  в условиях субповерхностных резервуаров была рассмотрена нами в [Дорофеева, Черкасова, 2014].

В данной работе, в отличие от предшествующих моделей [Zolotov, Postberg, 2014; Glein-2015], изучалось влияние на состав образующихся плюмов Энцелада не только температуры, но также давления, степени полноты протекания реакций в системе твердое-раствор. Модель является более комплексной, поскольку охватывает стадию образования протовещества Энцелада, его аккрецию формирующимся спутником, а также процессы, происходящие при извержении образовавшегося в субповерхностных условиях водного раствора, сопровождающиеся резким понижением давления при относительно небольших колебаниях  $T$ .

Твердое пылевое вещество в околосолнечном газопылевом протопланетном диске включало в себя каменную компоненту, соотношение элементов в которой отвечало солнечным пропорциям, и ледяную, состав которой (главным образом массовая доля льда воды) определялся составом газовой фазы небулы и  $P$ - $T$  условиями его аккумуляции. Основываясь на данных о составе кометных льдов, мы предположили, что 50% от валового содержания углерода в системе входит в состав тугоплавких органических соединений, а остальные 50%  $\Sigma C$  входят в состав таких газов, как  $CO$ ,  $CO_2$  и  $CH_4$ , мольное соотношение между которыми было принято как  $CO:CO_2:CH_4 = 2.9:0.4:0.3$ , что близко данным о ММО [Mousis et al., 2009]. Отметим, что именно это соотношение определяет массу основного компонента льда системы -  $H_2O_{\text{лед}}$ . Во всех вариантах соотношение масс азота, входящего в состав  $N_2$  к массе азота в составе  $NH_3$  принималось =10:1. Рассматривались модели, в которых предполагалась как полная аккреция газов, так и частичная, когда из системы последовательно полностью или частично исключались газы с максимальной летучестью. Таким образом моделировались разные температуры аккреции каменно-ледяного вещества в соответствии с моделями внутренней структуры аккреционного околосолнечного газопылевого протопланетного диска [Дорофеева, Макалкин, 2009] и протоспутникового диска Сатурна [Макалкин, Дорофеева, 2014]. Степень взаимодействия образовавшегося водного раствора с каменной пылевой компонентой также варьировалась – от 1 до 0.25, что отражало возможную неполноту протекания реакции газ-твердое. В качестве модельной рассматривалась 14-ти компонентная закрытая система, состоящая из основных элементов околосолнечного газопылевого диска: H-O-K-Na-Ca-Mg-Cl-Fe-Al-Si-C-N-S-P. Система включала набор индивидуальных твердых фаз постоянного состава (более 60 минералов), водный раствор с ионами и комплексами (более 50 растворенных частиц) и газовую фазу с широким набором S-, N-, C-, O-, H- содержащих компонентов. Оценка изменения давления с глубиной подледного водного слоя Энцелада (20- 60 бар) получена в приближении двухслойной модели (ядро-мантия), согласно результатам [less et al., 2014], в которой водный слой глубиной 30-км находится под слоем льда-I толщиной 20 км. Температура в системе варьировалась от 90<sup>0</sup>С до

1<sup>0</sup>С. Первоначальный состав водных плюмов определялся глубиной, с которой он поступал на поверхность.

На основании полученных результатов можно сделать вывод, что состав водных плюмов Энцелада формируется в результате взаимодействия минеральной компоненты с водным раствором, содержащим растворенные газы, однако система не достигает полного термодинамического равновесия. При моделировании процесса подъема водного раствора с глубины 25-35 км на поверхность, что сопровождается резким сбросом давления, были выявлены условия, при которых в водных плюмах появляется твердая фаза SiO<sub>2</sub>. Проверена гипотеза возможности образования Энцелада на периферии протоспутникового диска, что возможно объясняет кардинальное различие изотопного состава водорода в молекуле H<sub>2</sub>O плюмов Энцелада и в молекуле CH<sub>4</sub> атмосферы Титана.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН №9*

### **Литература**

1. Дорофеева В. А., Рускол Е. Л. О тепловой истории спутников Сатурна Титана и Энцелада. *Астрон. Вестн.* 2010. **44**(3), 212-221
2. Дорофеева В.А., Макалкин А.Б. (2004) Эволюция ранней солнечной системы. М.: Едиториал УРСС, 288 с.
3. Макалкин А.Б., Дорофеева В.А. (2014) Аккреционные диски вокруг Юпитера и Сатурна на стадии образования регулярных спутников *Астроном. Вест.* **48** (1), 64.
4. Glein C., Zolotov M., Shock E. The oxidation state of hydrothermal systems on early Enceladus. 2008. *Icarus*. V.197. Issue 1, p. 157-163.
5. Glein C., Baross J., Waite J. The pH of Enceladus' ocean. 2015. *Geochim. Cosmochim. Acta*. in press
6. Iess L., Stevenson D. J., Parisi M., Hemingway D., Jacobson R. A., Lunine J. I., Nimmo F., Armstrong J. W., Asmar S. W., Ducci M., Tortora P.. The Gravity Field and Interior Structure of Enceladus. 2014. *Science*. V.344. 78-80.
7. Postberg, F.; Kempf, S.; Schmidt, J.; Brilliantov, N.; Beinsen, A.; Abel, B.; Buck, U.; Srama, R. et al. Sodium salts in E-ring ice grains

from an ocean below the surface of Enceladus. *Nature* 459, 1098–1101 (2009).

8. Waite J.H., Lewis W.S., Magee B.A., Lunine J., McKinnon W.B., Glein C.R., Mousis O., Young D.T., Brockwell T., Weslake J., Nguyen M.-J., Teolis B.D., Niemann H.B., McNutt R.L., Perry M., Ip W.H. Liquid water on Enceladus from observations of ammonia and  $^{40}\text{Ar}$  in the plume. 2009. *Nature* **460** (7254), 487–490.
9. Zolotov M. Yu., Postberg F. Can Nano-phase silica originate from chondritic fluids? The application to Enceladus'  $\text{SiO}_2$  particles. 2014. 45th Lunar and Planetary Science Conference. 2496.pdf
10. Дорофеева В.А., Черкасова Е.В. 2014. Происхождение  $\text{N}_2$  в атмосфере Титана – термодинамическая модель. Экспериментальная геохимия **2**, 33-38.

## FORMATION OF ENCELADUS' PLUMES. THERMODYNAMIC MODELS

**V.A. Dorofeeva, E.V. Cherkasova**

Vernadskii Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, ul. Kosygina 19, Moscow, 119991 Russia

The conditions of formation of water plumes of Enceladus, consistent with the experimentally observed compositions, were studied using the thermodynamic models. Based on these results it is concluded that the composition of the water plumes were formed by the interaction of mineral components with an aqueous solution containing dissolved gases, but the system does not reach complete thermodynamic equilibrium. In the simulation of lifting of an aqueous solution from a depth of 25-35 km on the surface revealed the conditions under which solid phase  $\text{SiO}_2$  appears. The hypothesis on the possible formation of Enceladus on the periphery of protosatellite disc was verified.

## ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ

**Ермаков В.А.**

Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, [ermak@ifz.ru](mailto:ermak@ifz.ru)

Земная кора в районе КГВ предельно активизирована. Эту активность можно характеризовать как вулканотектоническую. Она складывается из теплового возбуждения, деформаций, разломов, образования и перемещений магмы, сейсмичности и преобразования коры. Соотношение тектонических и магматических факторов в эволюции постоянно меняется: тектоника способствует формированию и продвижению расплава, но на следующем этапе расплав создает тектонические формы. Все эти факторы развиваются синхронно как активные физические и физико-химические процессы. Внешним показателем этих процессов является вынос на поверхность огромного количества вулканических продуктов ( $\geq 4$  тыс. км<sup>3</sup> примерно за 700 тыс. л.); пересчет этого новообразованного материала в пласт дает мощность в 650 м. Крупнейшие вулканы располагаются в зоне глубоких разломов между небольшим сводовым поднятием и впадинами; эта зона характеризуется высоким градиентом силы тяжести в редукции Буге. По данным сейсмотомографии мощность коры под КГВ (по Мохо с  $V_p=7,5$  км/с) варьирует от 30 до 50 км; с увеличением этой величины под впадинами. Разломы имеют СВ простирание и наклон на ЮВ. Область северных вулканов (Ключевского) в плоскости разломов характеризуется напряжениями растяжения, а южных (Пл. Толбачик) – напряжениями сжатия. В этой системе важную роль выполняют структуры развивающихся впадин (Хапиченской и Козыревской).

Формирование физических неоднородностей в ЗК, выраженных в мозаичном распределении зон повышенной (ЗПВ) и пониженной (ЗПС) скорости сейсмических волн приводит к возникновению значительных касательных напряжений ( $\approx 525$  бар на глубинах 25-35 км), порождающих синхронную сейсмичность низкого энергетического класса. Эта сейсмичность обычно предшествует или сопровождает извержения, что указывает не ее связь с накоплением или эволюцией магмы на границе кора/мантия [Ермаков и др., 2012; 2014]. Более глубокая активность зарождается в подошве литосферы под КГВ, на глубинах 120-130 км, соответствующих границе с сейсмофокальной зоной (СФЗ); здесь в локальной области обнаружены максимальные значения параметра  $b$ -value [Федотов и др., 2010]. Эта область на контакте СФЗ с литосферой возникает при ее нагревании неким флюидом

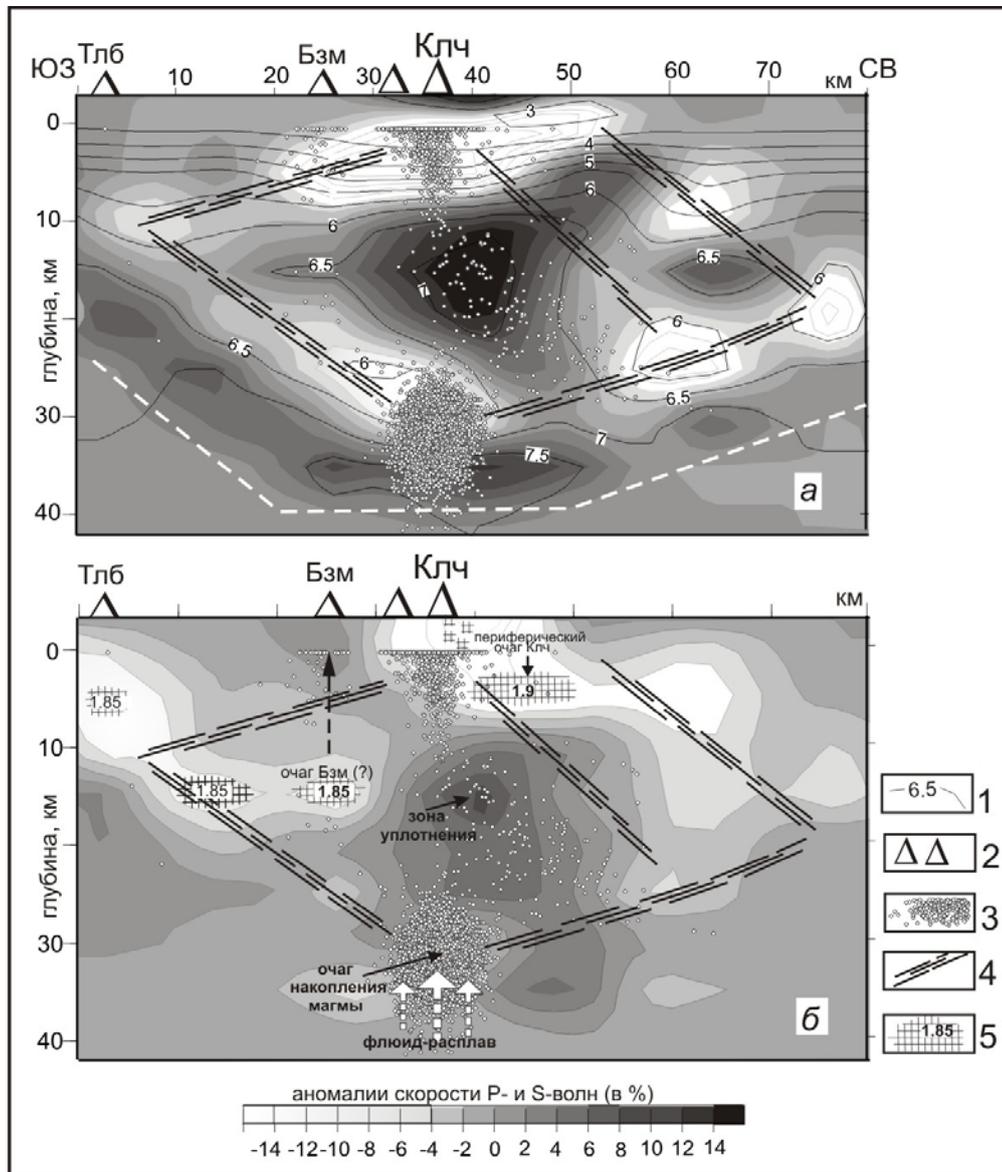
(вероятно, с высоким содержанием водорода), тогда как сам флюид высвобождается из слоя СФЗ при действии непрерывной сейсмической вибрации. Вибрация парагенетически связана с формированием добротности СФЗ и с фазовыми переходами. Температура на упомянутых глубинах в астеносфере при 2% доле плавления может составлять 1400°C [Гонтовая, Гордиенко, 2006]. Отсюда флюид-расплав (теплоноситель) поднимается в нижний очаг на границу кора/мантия, где происходит его накопление и дилатансно-сдвиговое плавление с образованием первичных объемов магмы; при этом остаточная кора приобретает свойства мантии. Нижний очаг (~25-37км), также за счет сейсмической вибрации, формирует среду разрушения в кровле, способствуя продвижению магмы по любым вакансиям захороненных тектонических систем. Данные по аномальным значениям  $\Delta V_p$  (рисунок) показывают, что на этих глубинах, над магматическим очагом формируются конические слои, по которым происходит катакластическое течение вмещающей среды и перемещение магмы на средние глубины коры. С.А. Федотов на средних глубинах выделяет некоторый уровень плавучести, возможно имеющий отношение к формированию детачментов. На средних уровнях коры более вероятны процессы сложного взаимодействия магм с корой, вероятно, и процессы ассимиляции магм. Отток легкоплавких и летучих компонентов (воды) в расплав из коры приведет к её базификации и уплотнению (керамизации по И.А. Гарагашу). Масштабы подобной ассимиляции остаются неясными. Локализация магмы и образование вторичных очагов происходит преимущественно на границе нижней и верхней коры, или вблизи поверхности, где литостатическое давление снижается. Глубины очагов, выделенных по отношению  $V_p/V_s$ , показаны в **таблице**; сравниваются результаты, полученные разными исследователями. Земная кора на ее средних глубинах, в виде крупного уплотнения над сейсмическим кластером, препятствует проникновению магматических расплавов. Расплавы поднимаются вверх по кони-

Вулканы// авторы данных	эта работа, комплекс данных	Гонтовая и др., 2009 (по Vp, Vs)	Kulakov et.al(2011). Vp/Vs	Славина и др. (2011), индекс tau	Горельчик и др., 2008, по глубине з/с	Федотов и др., 2011, 2014	Аносов и др., 1978 Балеста, 1978, ГСЗ
<b>Ключевской, верхний очаг</b>	<b>0+/-1,5</b>		<b>0 (+/-2)</b>	<b>0 (+/-1,3)</b>	<b>1 (+/-2-3)</b>		
Промежуточный очаг	5,5	5-10	14-15	Vp: 2-6 7-10	13-20 (?)	20	
Глубокий очаг магмы	<b>25-35</b>	<b>25-35</b>	<b>25-30</b>		<b>27</b>	<b>25-30</b>	≥ 30
<b>Безымянный, верхний очаг</b>	<b>0+/-1,5</b>			Vp: <b>0+/-1,5;</b> Vp: 3-5?			
Глубокий очаг	8-20 <b>(15)</b>	<b>10-15</b> 20-25?	<b>7-13</b>				10-20
<b>Пл. Толбачик</b> Промежуточные очаги	<b>0,0</b>					+1(над у.м.)	
	<b>3,3</b>	<b>5 -10</b>		<b>3-7</b>		<b>4</b>	
	<b>10</b>	<b>10 -15</b>				<b>10</b>	17-25?
<b>Ареальный вулканизм</b>	12-15 30-35?					15-20 20-25	2(4) СП 6-7? ЮП 17-25?
<b>Плоские сопки,</b>	11 20						
Общий очаг КГВ	30-40		≥25-30			25-35 120?	

Жирным шрифтом указаны совпадающие значения.

ческим ослабленным зонам до уровней средней коры, где они пересекаются с встречной системой кольцевых структур. Последние отражают иные условия перемещения магм, формирующиеся при преобладающем литостатическом давлении. Подобная система ослабленных зон, действуя поочередно, может организовывать пульсирующую подачу магмы на поверхность. Схема этого процесса показана на **рисунке**. Общая картина процесса выглядит как вулканотектонический пробой континентальной коры [Ермаков и др., 2012, 2014а]. Мы не находим оснований для утверждений о прямых связях между кратером Ключевского вулкана и глубоким очагом в низах коры, по крайней мере, на уровне сегодняшней модели сейсмотомографии. Первичный источник вулкана Безымянный вероятно располагается на глубинах средней коры, в породах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Замечу, что и более ранние данные ГСЗ (Г. Аносов, С. Балеста и др.) фактически не давали оснований к заключению о непосредственной связи этих двух вулканов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 14-05-00717\_a).



Тектономагматическая модель КГВ на фоне сейсмотомографического изображения ее скоростной структуры: вверху – для Р-волн, внизу – S-волны. 1 – изолинии абсолютных значений скорости  $V_p$ ; 2 – вулканы; 3 – гипоцентры ВТ землетрясений; 4 – зоны конических и кольцевых ослабленных зон (разломов?); 5 – магматические очаги; цифры отражают значение параметра  $V_p/V_s$ . На обоих разрезах для Р-и S волн белым цветом показаны участки ЗПС и темным – участки ЗПВ.

## Литература

1. Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В. Глубинные процессы и геофизические модели мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива //Геология и полезные ископаемые мирового океана. Киев. 2006. № 2. С. 107-121.
2. Ермаков В.А., Гарагаш И.А., Гонтовая Л.И. Вулканизм как выражение скоротечного тектономагматического пробоя, связанного с изменением основных характеристик земной коры.// Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле, т.1. Москва, ИФЗ РАН, 2012, С.360-364.
3. Ермаков В.А., Гонтовая Л.И., Сенюков С.Л. Тектонические условия и магматические источники нового Толбачинского трещинного извержения (п-ов Камчатка) // Геофизические процессы и биосфера. 2014. Т. 13. № 1. С. 5–33.
4. Ермаков В.А., Гарагаш И.А., Гонтовая Л.И. Модель тектономагматических процессов в Ключевской группе вулканов, полученная по комплексу геолого-геофизических данных. // Вестник КРАУНЦ. Петропавловск-Камчатский, 2014а. №2, вып.24. С. 231-244.
5. Федотов С. А., Жаринов Н. А., Гонтовая Л. И. Магматическая питающая система
6. Ключевской группы вулканов по данным об ее извержениях, землетрясениях, деформациях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 3-35.
7. V.A. Ermakov. Schmidt Institute of physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia. Tektonomagmatic model of Klyuchevskoy volcano group on Kamchatka.

ЙОКО-ДОВЫРЕНСКИЙ МАССИВ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ.  
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОБСТВЕННОЙ  
ЛЕТУЧЕСТИ КИСЛОРОДА КРИСТАЛЛОВ ОЛИВИНОВ ИЗ  
УЛЬТРАМАФИТОВ

<sup>1</sup>**Жаркова Е.В.**, <sup>2</sup>**Арискин А.А.**, <sup>1</sup>**Кадик А.А.**, <sup>1</sup>**Николаев Г.С.**

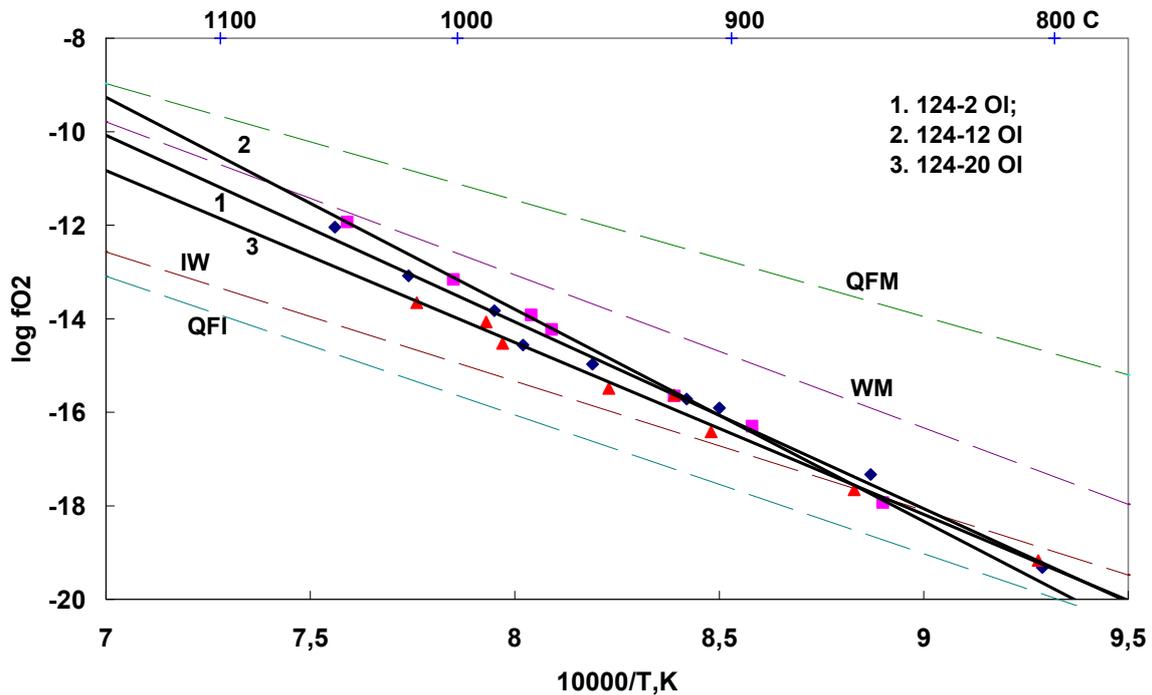
<sup>1</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского  
РАН, [paragon2000@pambler.ru](mailto:paragon2000@pambler.ru)

<sup>2</sup>Геологический факультет Московского государственного  
университета им. М.В. Ломоносова, [ariskin@rambler.ru](mailto:ariskin@rambler.ru)

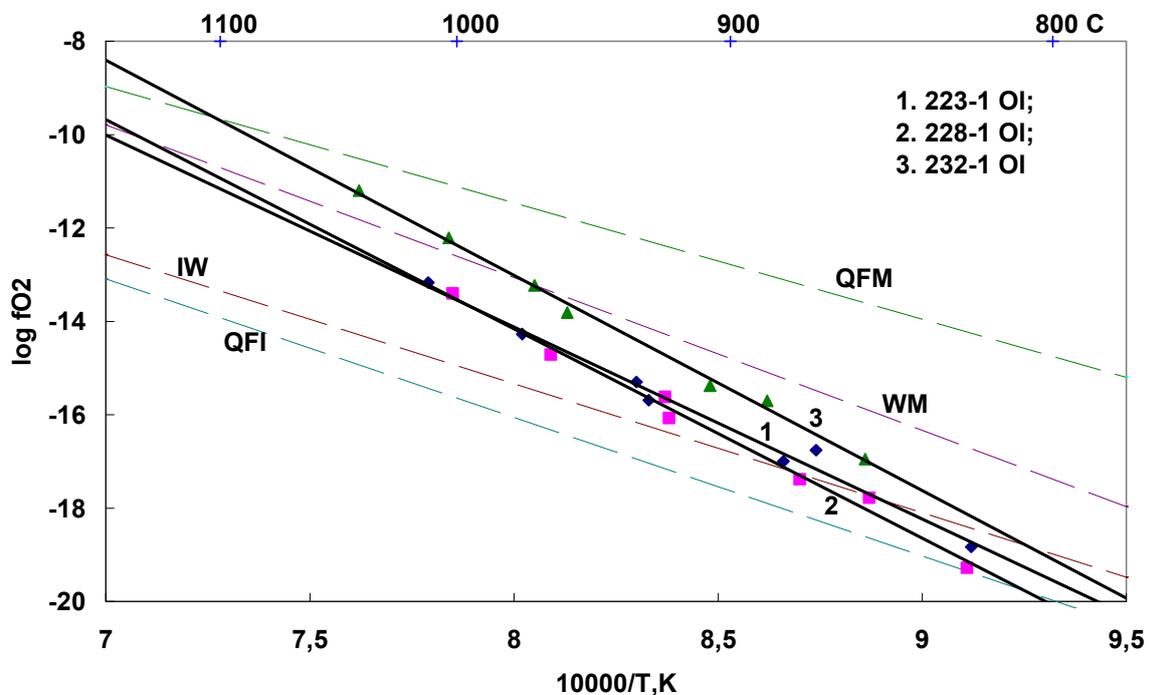
Для исследования были выбраны 8 образцов наиболее “свежего” оливина из пород двух разрезов массива – в центральной части и юго-западном окончании г. Йоко (рис. 1-3, табл. 1, 2). Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габброноритовый массив имеет возраст 728 млн. лет и входит в состав рифтогенного Сыннырско–Довыренского вулcano-плутонического комплекса в Северном Прибайкалье (Кислов, 1998; Арискин и др., 2009, 2013). Эта ассоциация представляет широкое разнообразие интрузивных пород, включая ультрамафиты и габброиды главного плутона (размером ~26×3 км), плагиоперидотитовые силлы и ассоциирующие дайки лейкократовых габброноритов и габродиабазов (Гурулев, 1965, 1983; Мануйлова, Зарубин, 1981; Конников, 1986). Петрологический интерес к расслоенному массиву обусловлен тремя главными обстоятельствами: 1 – наличием Cu-Ni сульфидной и платинометальной минерализации; 2 – проявлениями апокарбонатных скарнов внутри ультрамафитов, и, 3 – особенности строения, указывающими на широкое развитие мономинеральных (дуниты), двух ( $Ol+Pl$ ) и трех минеральных ( $Ol+Pl+Cpx$ ) аккумуляторов. Присутствие высокомагнезиальных пород в зоне нижнего закалочного контакта не оставляет сомнений в мантийной природе исходной магмы Йоко-Довыренского массива.

Экспериментальные определения собственной летучести кислорода оливина (intrinsic oxygen fugacity –  $fO_2$ ) проводились на высокотемпературной установке на основе двух твердых электролитов в интервале температур 800–1050°C. Эта установка дает возможность не только прямого измерения собственной летучести кислорода минералов в широком диапазоне температур (800-1100°C), но так же позволяет точно измерить эту величину. Основные элементы экспериментальной установки – это две твердые электрохимические ячейки. Они изготовлены из окиси циркония и стабилизированы окисью иттрия и имеют форму конических пробирок, высота которых 165 мм. Химический состав:  $ZrO_2+HfO_2$ –82.66%,  $SiO_2$ –0.1%,  $Y_2O_3$ –15.01%,  $Fe_2O_3$ –0.2%.

Навеска образца, необходимая для проведения измерений составляет 60-80 мг.



**Рис. 1.** Значения  $\log fO_2 - 10^4/T^\circ K$  для оливинов из ультрамафитовов Йоко-Довыренского массива: 124-2 - из плагиодунита; 124-12 и 124-20 из дунитов.



**Рис. 2.** Значения  $\log fO_2 - 10^4/T^\circ K$  для оливинов из ультрамафитовов Йоко-Довыренского массива: 223-1 - из троктолита; 228-1 - из оливинового габбро; 232-1 - из плагиодунита.

**Таблица 1.** Описание образцов, отобранных для экспериментов по определению собственной летучести кислорода оливинов.

Образец	Порода	Краткая характеристика
Разрез по ручью Большой в центральной части массива		
07DV124-2, h ~ 162	Плагиодунит (переходный к плагио-лерцолитам)	Структура гипидиоморфная, неравномернозернистая. Зерна кумулусного оливина (~0.3-3 мм) погружены в матрицу пойкилитовых зерен <i>Pl</i> , <i>Срх</i> и <i>Орх</i> . Кумулусные фазы составляют 80% породы. Обилие хрошпинелида (включения в <i>Ol</i> и зерна в интеркумулусе). Генетически – оливиновый мезокумулат (кумулусного <i>Pl</i> нет).
07DV124-20, h ~ 600	Дунит	Структура панидиоморфная. Изометричные зерна оливина (~95%, в среднем ~2 мм) с включениями хромшпинелида и редкими интерстициями <i>Pl</i> и <i>Срх</i> . Генетически – оливиновый адкумулат.
Разрез «Йоко» в юго-ападном окончании Йоко-Довыренского массива		
07DV223-1, h ~ 878	Троктолит	Структура среднезернистая: зерна оливина (преимущественно 0.2-0.5 мм) и кристаллы плагиоклаза (удлиненностью до 1.5 мм) «погружены» в пойкилитовую матрицу плагиоклаза и редких кайм клинопироксена. Мелкая вкрапленность хромшпинелида. Генетически – <i>Ol-Pl</i> кумулат.
07DV228-1, h ~ 1703	Оливиновое габбро	Структура неравномернозернистая: субидиоморфные зерна <i>Ol</i> (~0.1-0.6 мм) распределены в матрице более мелких (0.2-0.4 мм) призматических кристаллов <i>Pl</i> . Клинопироксен – в интерстициях, шпинелид – редкие включения в оливине. Генетически – <i>Ol-Pl</i> мезокумулат.
07DV232-1, h ~ 113*	Плагиодунит	Структура пойкилитовая, с преобладанием ойокрит <i>Pl</i> (размером о нескольких мм) над <i>Срх</i> . Изометричные зерна кумулусного оливина достигают 0.5-1 мм в поперечнике. Вкрапленность мелких кристаллов хромита и редкие

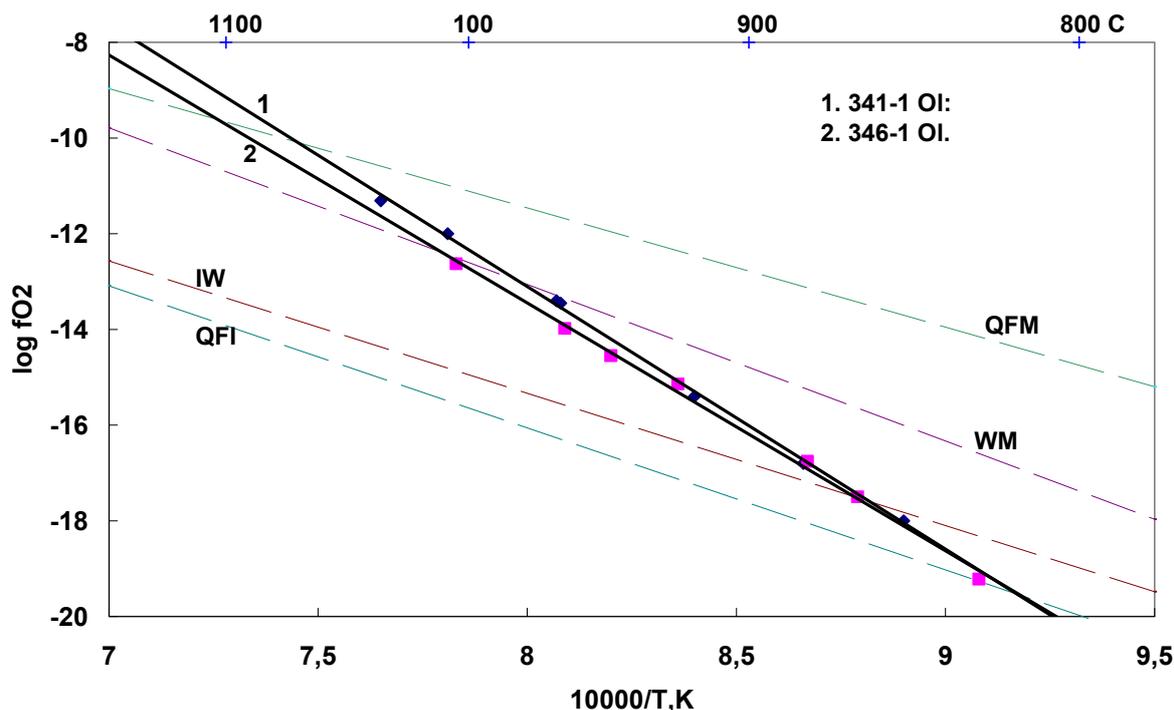
		ксеноморфные зерна биотита. Генетически – оливиновый мезокумулят.
07DV341-1, h ~ 320	Троктолит	Структура равномернозернистая, участками пойкилитовая. Субидиоморфные зерна кумулозного оливина (0.25-2.5 мм) и слабоудлиненные кристаллы плагиоклаза (1:2:3, до 1.5 мм) наполняют более 90% объема породы. Хромшпинелид: включения в <i>OI</i> и <i>Pl</i> . Генетически – <i>OI-Pl</i> кумулат.
07DV346-1, h ~ 1230	<i>Срх</i> -содержащий дунит	Структура гипиоморфнозернистая. Крупные зерна <i>OI</i> слагают более 90% породы. Более мелкие округлые зерна <i>OI</i> погружены в матрицу пойкилитовых (до нескольких мм) кристаллов <i>Срх</i> . Редкие пойкилитовые зерна <i>Pl</i> . Хромшпинелид: включения в <i>OI</i> и мелкая вкрапленность по границам зерен. Аналог «пойкилитовых верлитов» в центральной части массива (Кислов, 1998). Генетически – обогащенный оливином кумулат в котектическом ( <i>OI+Pl</i> ) расплаве.

\*Высота по разрезу от нижнего контакта в метрах.

**Таблица 2.** Значения коэффициентов «А» и «В» для оливинов Йоко-Давыренского интрузивного массива в линейной зависимости  $\log fO_2 = A - B/T^\circ K$ .

Образец	A	B	r	n
124 – 2	17.876	39931	0.991	9
124 - 12	22.480	45348	0.999	7
124 – 20	14.916	36781	0.992	8
223 – 1	18.66	41110	0.988	7
228 – 1	21.692	44818	0.991	7
232 – 1	23.865	46099	0.996	7
341 – 1	30.800	54883	0.999	7
346 – 1	27.991	51799	0.997	7

r – коэффициент корреляции; n – число экспериментальных точек.



**Рис. 3.** Значения  $\log fO_2 - 10^4/T^\circ K$  для оливинов из ультрамафитовов Йоко-Довыренского массива: 341-1 из троктолита; 346-1 из  $Cr_x$  содержащего дунита.

Измерения показали широкие вариации собственной летучести кислорода – примерно от кварц-фаялит-железо (QFI) при температуре  $850^\circ C$  и до вюстит-магнетит (WM)-кварц-фаялит-магнетит (QFM) при температуре  $1100^\circ C$ . При экстраполяции этих трендов на более высокие температуры (близкие температуре “закрытия” оливиновых кумулатов) эти результаты близки оценкам, полученным при использовании оливин-шпинелевых оксибарометров.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00216.*

### Литература.

1. Кислов Е.В. 1998. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ, Изд. БНЦ СО РАН, С. 264.
2. Арискин А.А. Конников Э.Г. и др. 2009. Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации. *Геохимия*. № 5. Сс. 451-480.
3. Арискин А.А., Конников Э.Г. и др. 2013. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия). *Геохимия*. № 11. Сс. 955-972.

4. Гурулев С.А. 1965. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М., *Наука*, 122 С.
5. Гурулев С.А. 1983. Условия формирования основных расслоенных интрузий. М. Наука. 248 С.
6. Мануйлова М.М., Зарубин В.В. .Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. Л. *Наука*. 88 С.
7. Конников Э.Г. 1986. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск. *Наука*. 127 С.

YOKO-DOVYREN MASSIF OF NORTHERN TRANSBAIKALIA.  
EXPERIMENTAL DETERMINATION OF THE INTRINSIC OXYGEN  
FUGACITY OF THE OLIVINES FROM ULTRAMAFICS

<sup>1</sup>**Zharkova E.V.**, <sup>2</sup>**Ariskin A.A.**, <sup>1</sup>**Kadik A.A.**, <sup>1</sup>**Nikolaev G.S.**

<sup>1</sup>Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry named after V.I. Vernadskii, RAS, Moscow, [paragon2000@pambler.ru](mailto:paragon2000@pambler.ru)

<sup>2</sup>geol. dep., Moscow Government University named after M.V. Lomonosov, Moscow, [ariskin@rambler.ru](mailto:ariskin@rambler.ru)

We choose 8 samples the most “fresh” olivine from the rocks of two sections of the massif – in the central part and in the south-west termination (m. Yoko). The experimental determinations of the intrinsic oxygen fugacity ( $fO_2$ ) were carried out on high temperature furnace based on two solid electrolyte cells. They manufactured from zirconium dioxide and stabilized by yttrium oxide in order to make the cubic structure of the electrolyte. The temperature interval is 800°C–1050°C. This measuring showed wide variations of the intrinsic oxygen fugacity – approximately from *QFI* at 850°C and till *WM–QFM* at 1100°C. If we extrapolate this trends on higher temperatures (near to temperature of “closing” of olivine kumulates) this results are close for the estimations received for olivine-spinels oxybarometers.

# АЛМАЗОНОСНАЯ КИМБЕРЛИТОВАЯ ТРУБКА КАТОКА, ЗАПАДНАЯ АФРИКА: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОБСТВЕННОЙ ЛЕТУЧЕСТИ КИСЛОРОДА КЛИНОПИРОКСЕНОВ И ГРАНАТОВ ИЗ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ЭКЛОГИТОВ

<sup>1</sup>**Жаркова Е.В.**, <sup>2</sup>**Королев Н.М.**, <sup>1</sup>**Кадик А.А.**, <sup>2</sup>**Никитина Л.П.**

<sup>1</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, [paragon2000@rambler.ru](mailto:paragon2000@rambler.ru)

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, [nm.korolev@yandex.ru](mailto:nm.korolev@yandex.ru), [lpnikitina2011@yandex.ru](mailto:lpnikitina2011@yandex.ru)

Для исследования были выбраны эклогиты из алмазоносной кимберлитовой трубки Катока (Западная Африка). Трубка Катока входит в число крупнейших по размерам (915 × 990 м, площадь 63.6 га) и разведанным запасам алмазов кимберлитовых тел в мире. Это слабоэродированная палеовулканическая постройка, сложенная полигенными комплексами пород кимберлитовой формации, различными по составу, петрофизическим свойствам и степени алмазоносности (Ганга Ж., Зинченко В., и др. 2004). Следует отметить, что эклогиты являются не главной составляющей в мантии, однако им приписывают важную роль в построении геодинамических и геохимических моделей взаимодействия мантии и земной коры. Вопрос о происхождении мантийных эклогитов до сих пор нельзя считать окончательно решенным (Королев и др., 2013).

Можно выделить три разновидности эклогитов: высокомагнезиальные, низкомагнезиальные и высокоглиноземистые. Для определения собственной летучести кислорода ( $fO_2$ ) были выбраны клинопироксены (*Cpx*) и гранаты (*Gr*) из 6-ти образцов высокоглиноземистых эклогитов из алмазоносной кимберлитовой трубки Катока (Западная Африка).

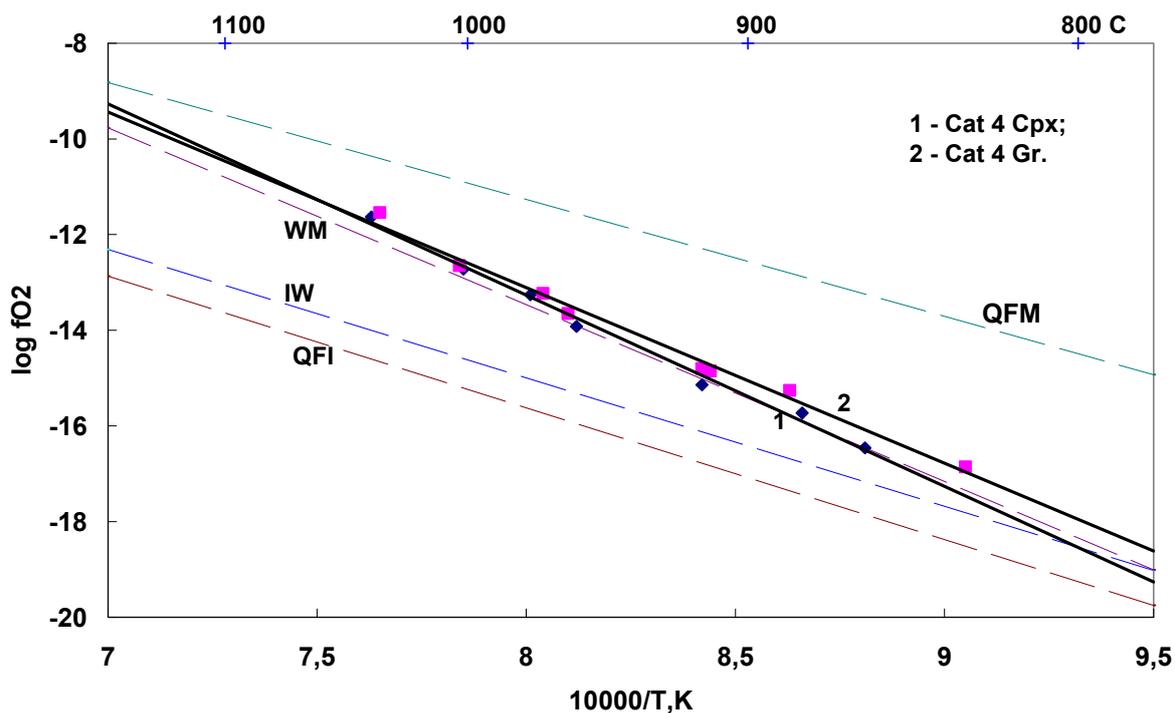
Для экспериментального определения величины  $fO_2$  минералов глубинного происхождения была использована высокотемпературная установка на основе двух твердых электролитов. Эта установка дает возможность не только прямого измерения собственной летучести кислорода минералов в широком диапазоне температур (800-1100°C), но так же позволяет точно измерить эту величину. Основные элементы экспериментальной установки – это две твердые электрохимические ячейки. Они изготовлены из окиси циркония и стабилизированы окисью иттрия и имеют форму конических пробирок, высота которых 165мм. Химический состав:  $ZrO_2 + HfO_2$ –82.66%,  $SiO_2$ –0.1%,  $Y_2O_3$ –15.01%,  $Fe_2O_3$ –0.2%. Навеска образца, необходимая для проведения измерений составляет 60-80 мг.

Интересное применение этому методу предложил М.Сато (Sato, 1972). Так, например, полученные значения собственной летучести кислорода для клинопироксена и граната каждого образца высокоглиноземистого эклогита близки друг к другу в координатах  $\log fO_2-10^4/T^\circ K$  и располагаются между железо–вюстит (*IW*) и кварц–фаялит–магнетит (*QFM+1*) (рис. 1, 2). Величина собственной летучести минералов свидетельствует о равновесном характере фаз исследованных высокоглиноземистых эклогитов (таб. 1, 2) в отношении химического потенциала кислорода. Зависимость  $\log fO_2-10^4/T^\circ K$  для кристаллов клинопироксенов и гранатов отражают специфику химического состояния каждого из них, концентрацию элементов переменной валентности и дефектов в структуре. Вместе с этим, при температурах, которые соответствуют равновесному сосуществованию кристаллов должно быть соблюдено равенство химического потенциала кислорода в них. Это необходимое условие и может быть использовано в качестве одного из геотермометров (рис. 1, 2; табл. 2). Основываясь на необходимости равенства собственной летучести кислорода сосуществующих минералов, можно показать, что для изученных образцов эклогитовых ксенолитов из алмазоносной кимберлитовой трубки Катока (рис. 1, 2; табл. 1, 2) максимальная температура равновесия минеральных ассоциаций соответствует 1060°C, а минимальная 835°C, что хорошо согласуется теоретическими расчетами для исследованных нами образцов (табл. 2, Nikitina et al., 2014).

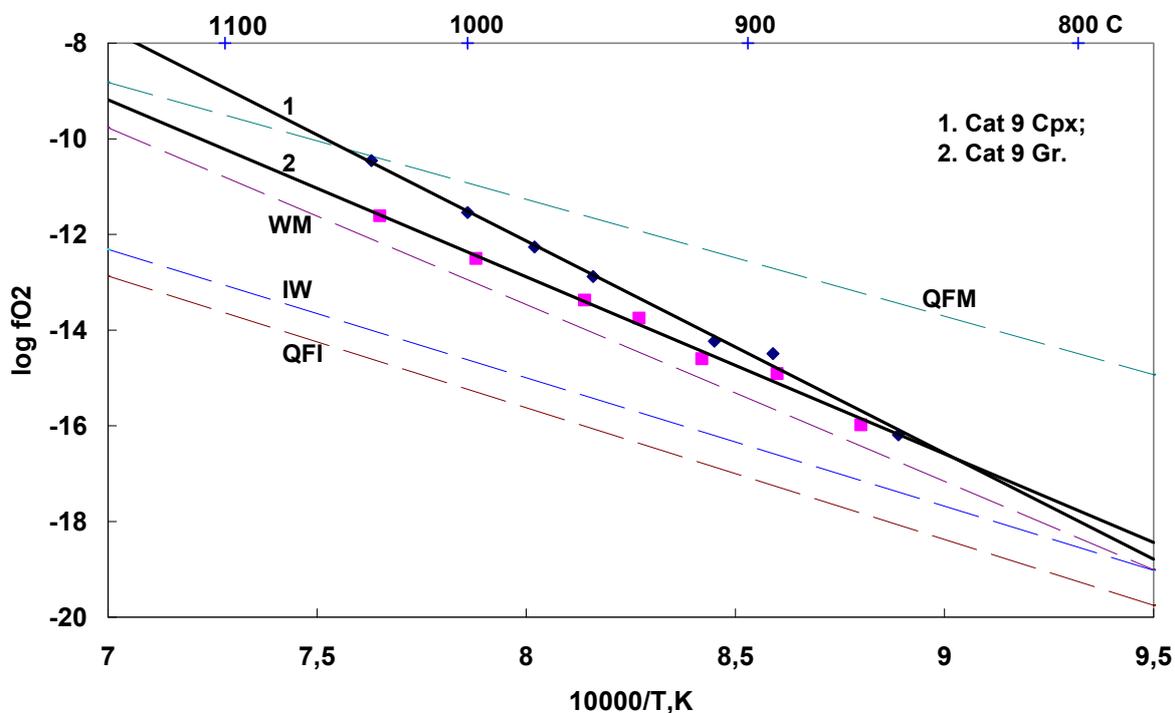
**Таблица 1.** Значения коэффициентов «А» и «В» в эмпирической зависимости  $\log fO_2=A-B/T^\circ K$  для клинопироксенов и гранатов из алмазоносной кимберлитовой трубки Катока

Образец	Минерал	A	B	r	n
Cat 4	<i>Cpx</i>	18.723	39987	0.993	7
	<i>Gr</i>	16.271	36725	0.990	8
Cat 9	<i>Cpx</i>	23.341	44346	0.996	7
	<i>Gr</i>	16.717	37005	0.992	7
Cat 12	<i>Cpx</i>	23.295	44459	0.998	7
	<i>Gr</i>	18.319	38676	0.996	7
Cat 14	<i>Cpx</i>	22.574	44170	0.997	8
	<i>Gr</i>	18.746	39680	0.999	7
Cat 23	<i>Cpx</i>	22.688	43225	0.999	7
	<i>Gr</i>	15.414	34732	0.996	7
Cat 33	<i>Cpx</i>	27.770	50144	0.994	7
	<i>Gr</i>	29.303	52061	0.993	7

r – коэффициент корреляции; n – количество экспериментальных точек.



**Рис. 1.** Значения  $\log fO_2 - 10^4/T^\circ K$  для *Cpx* и *Gr* для образца Cat 4 из высокоглиноземистого эклогита из алмазонасной кимберлитовой трубки Катока.



**Рис. 2.** Значения  $\log fO_2 - 10^4/T^\circ K$  для *Cpx* и *Gr* для образца Cat 9 из высокоглиноземистого эклогита из алмазонасной кимберлитовой трубки Катока.

**Таблица 2.** Экспериментальные равновесные значения собственной летучести кислорода и температуры для минералов, а так же расчетные значения температуры и давления для клинопироксеов и гранатов из высокоглиноземистых эклогитов из алмазоносной кимберлитовой трубки Катока, Западная Африка (Nikitina L.P., Korolev N.M., et al. 2014).

Образец	Минерал	$t^{\circ}\text{C}$ , эксп. (Cpx/Gr)	$\log f\text{O}_2$ (эксп.)	$t^{\circ}\text{C}$ , (расч.)	$P$ , кбар
Cat 4	Cpx/Gr	1057.3	-11.34	850 – 1050	35 – 42
Cat 9	Cpx/Gr	835.2	-16.68		
Cat 12	Cpx/Gr	889.2	-14.96		
Cat 14	Cpx/Gr	899.9	-15.08		
Cat 23	Cpx/Gr	894.6	-14.33		
Cat 33	Cpx/Gr	1012.7	-11.23		

Работа выполнена при поддержке РФФИ № 14-05-00136.

### Литература

1. Ганга Ж., Зинченко В., и др. 2004. Алмазоносность и перспективы обнаружения новых кимберлитовых месторождений на северо-востоке Анголы. *Региональная геология и металлогения*. № 22. Сс. 34–37.
2. Королев Н.М., Никитина Л.П. и др. 2013. Эклогитовые ксенолиты из алмазоносных кимберлитов трубок Катока и Кат-115 (Кратон Кассаи, Западная Африка). *Региональная геология и металлогения*. № 55. Сс. 41–54.
3. Sato M. 1972. Intrinsic oxygen fugacity of iron bearing oxide and silicate inerals under low pressure. *Geol. Soc. Am. Mem.* V. 135. Pp. 289-307.
4. Nikitina L.P., Korolev N.M., et al. 2014. Eclogites from upper mantle beneath the Kasai Craton (Western Africa): Petrography, whole-rock geochemistry and U-Pb zircon age. *Precambrian Research*. V. 249. Pp. 13-32.

DIAMOND-BEARING KIMBERLITH PIPE KATOKA , WESTERN AFRICA. EXPERIMENTAL DETERMINATION OF THE INTRINSIC OXYGEN FUGACITY OF CLYNOPYROXENES AND GARNETS FROM HIGH ALUMINA ECLOGITES

<sup>1</sup>**Zharkova E.V.**, <sup>2</sup>**Korolev N.M.**, <sup>1</sup>**Kadik A.A.**, <sup>2</sup>**Nikitina L.P.**

<sup>1</sup>Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry named after V.I.Vernadskii, RAS, Moscow. [paragon2000@rambler.ru](mailto:paragon2000@rambler.ru)

<sup>2</sup>Institute of Geology and Geochronology of the Precambrian, RAS, Saint Petersburg. [nm.korolev@yandex.ru](mailto:nm.korolev@yandex.ru), [lpnikitina2011@yandex.ru](mailto:lpnikitina2011@yandex.ru)

We choose clynopyroxenes and garnets from six samples of high alumina eclogites from diamond-bearing pipe Katoka (Western Africa) for the determination of the intrinsic oxygen fugacity. Pipe Katoka is one of the biggest pipe (915x900 meters, and area is about 63,6 hectares) and discovered reserve of the diamonds also the biggest in the world.

As a result of the experiments we show, that the intrinsic oxygen fugacity of the samples lays in the field of buffers equilibrium *IW* (iron-wustite) and *QFI* (quartz-fayalite-iron) at 800°C and at the temperature above 1100°C lays in the field of buffers equilibrium *QFM* +1 log unit  $fO_2$ . The experimental results obtained for temperature equilibrium for *Cpx/Gr* are in good agreement with theoretical calculations for the same samples and lays in the field temperature interval 850-1050°C.

# ОСОБЕННОСТИ УПРУГОЙ АНИЗОТРОПИИ СЛОИСТЫХ ГОРНЫХ ПОРОД: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНО-ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОБРАЗЦА ГНЕЙСА

<sup>1,3</sup>**Зель И. Ю.**, <sup>1</sup>**Иванкина Т. И.**, <sup>2</sup>**Локаичек Т.**, <sup>4</sup>**Керн Х.**

<sup>1</sup>Лаборатория нейтронной физики им.И.М.Франка, Объединенный институт ядерных исследований (ОИЯИ), Дубна, Московская область, Россия, [iti@nf.jinr.ru](mailto:iti@nf.jinr.ru)

<sup>2</sup>Геологический институт Академии наук Чешской Республики, г. Прага, Чешская Республика, [tl@gli.cas.cz](mailto:tl@gli.cas.cz)

<sup>3</sup>Тульский государственный университет, г. Тула, Россия, [ivangreat2009@gmail.com](mailto:ivangreat2009@gmail.com)

<sup>4</sup>Кильский университет, г. Киль, Германия, [kern@min.uni-kiel.de](mailto:kern@min.uni-kiel.de)

В данной работе представлены результаты экспериментальных и теоретических исследований на сильно анизотропном образце плагиоклаз-биотитового гнейса, структура которого обладает композиционной слоистостью. Были использованы два различных метода акустических измерений сейсмической анизотропии: лучевые скорости продольных  $P$ -волн на сферическом образце [1-2] и фазовые скорости продольных  $P$ - и поперечных  $S$ - волн на кубическом образце при различных всесторонних давлениях [3]. Данные совместных ультразвуковых измерений были использованы для восстановления значений упругих модулей образца. Кристаллографические текстуры основных породообразующих минералов (биотита, мусковита, кварца и плагиоклаза) были измерены методом нейтронной дифракции по времени пролета на текстурном дифрактометре СКАТ [4]. На основе текстурных данных затем было проведено теоретическое моделирование упругих свойств образца с использованием различных методов усреднения и теории эффективных свойств микронеоднородной среды.

## Литература

1. Zel I.Yu., Ivankina T.I., Levin D.M., Lokajicek T. Application of a modified method of ultrasonic measurements for determination of elastic moduli of rocks // Crystallography Reports. 2015. V. 60. 4. 537–545.
2. Zel I.Yu., Ivankina T.I., Levin D.M., Lokajicek T. P-wave ray velocities and the inverse problem of acoustics concerning an anisotropic media // Crystallography Reports. 2015. (accepted).

3. Lokajicek T., Kern H., Svitek T., Ivankina T. 3D velocity distribution of P- and S- waves in biotite gneiss, measured in oil as the pressure medium: Comparison with velocity measurements in a multi-anvil pressure apparatus and with texture-based calculated data // Phys. Earth Planet. Inter. 2014. V. 231. 1-15.
4. Keppler R. et al. Potential of full pattern fit methods for the texture analysis of geological materials: implications from texture measurements at the recently upgraded neutron time-of-flight diffractometer SKAT // J. Appl. Crystallography. 2014. V. 47. 1520-1534.

## ELASTIC ANISOTROPY OF LAYERED ROCKS: EXPERIMENTAL AND THEORETICAL INVESTIGATIONS ON GNEISS ROCK SAMPLE

<sup>1,3</sup>**Zel I. Yu.**, <sup>1</sup>**Ivankina T. I.**, <sup>2</sup>**Lokajicek T.**, <sup>4</sup>**Kern H.**

<sup>1</sup>Frank Laboratory of Neutron Physics, Joint Institute for Nuclear Research (JINR), Dubna, Moscow Region, Russia, [iti@nf.jinr.ru](mailto:iti@nf.jinr.ru)

<sup>2</sup>Institute of Geology, Academy of Sciences of the Czech Republic, Prague, Czech Republic, [tl@gli.cas.cz](mailto:tl@gli.cas.cz)

<sup>3</sup>Tula State University, Tula, Russia; [ivangreat2009@gmail.com](mailto:ivangreat2009@gmail.com)

<sup>4</sup>Institut für Geowissenschaften, Universität Kiel, Kiel, Germany, [kern@min.uni-kiel.de](mailto:kern@min.uni-kiel.de)

We present the results of experimental and theoretical investigations on highly anisotropic layered plagioclase-biotite gneiss. We used two different ultrasonic methods for measuring seismic anisotropy: *P*-wave ray velocities on a sphere and *P* - and *S*-wave phase velocities on a cube under different confining pressures. The crystallographic preferred orientations (CPO) of rock forming minerals (biotite, muscovite, quartz and plagioclase) were measured by of Time-Of-Flight (TOF) neutron diffraction using texture diffractometer SKAT. On the basis of CPO's the effective media modeling was performed using different inclusion methods and averaging procedures.

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА КИМБЕРЛИТОВ

**Зинчук Н.Н.**

Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) АН РС (Я), Мирный,

E-mail: [nzichuk@rambler.ru](mailto:nzichuk@rambler.ru)

В кимберлитовых породах, в которых сохранилось реликтовое строение, цементирующая масса представлена: а) субмикроскопическим серпентином; б) пелитоморфным карбонатом; в) стекловатым веществом. Многие исследователи считают, что и серпентин цемента представляет собой апостекло, хотя в свежем виде оно никем никогда не описывалось. Более мелкие частицы кимберлитов имеют размер элементарных ячеек и отдельных полиэдров  $\text{SiO}_4^{4-}$  и  $\text{AlO}_4^{5-}$ . Оксид магния является своего рода затравкой, возникающей по мере охлаждения расплава (т.е. его пересыщения). Выделение  $\text{MgO}$  делает расплав более богатым остальными породообразующими компонентами – щелочами, известью и кремнеземом, из которых в зависимости от *PT*-условий могут кристаллизоваться монтичеллит и пироксен. В процессе кристаллизационной дифференциации любой магмы, в конечной стадии консолидации появляются многоводные, преимущественно аморфные (и даже рентгеноаморфные) образования, которые описаны под различными названиями: палагонит, гизингерит, хлорофеит и др. Все подобного рода образования обычно именуют коллоидными минералами. Они возникли как в процессе эволюции расплава на глубине, так и при излиянии его на дневную поверхность, особенно в водные бассейны, на ледяную поверхность или внедрения в любые образования. К палагониту иногда бывают приурочены рудные минералы и апатит. Глобулы палагонита в стекле бывают: а) однородные изотропные или слабо анизотропные; б) концентрически зональные. Палагонит и гизингерит являются аморфными минералами и представляют собой затвердевший силикатный гель, возникший вследствие сближения и взаимодействия между собой кристаллитов.

Многие исследователи считают, что исходной была однородная карбонатно-силикатная магма, а поэтому образование стекла тоже должно бы происходить не без участия карбонатов. Карбонат кальция и натрия (шортит) широко присутствуют в кимберлитовых телах. Будучи остаточным после кристаллизации силикатов, щелочной карбонатный расплав в присутствии летучих компонентов отделяется и, находясь под давлением в момент «прострела», способен выполнить всякого рода трещины (до мелких включительно) и в них выкристаллизоваться, захватив при этом

частично и силикатный расплав. К постмагматическим преобразованиям кимберлитов относятся изменения, которые претерпели магматические породы в пневматолитово-гидротермальную стадию метаморфизма. Верхней температурной границей считается 600°C (т.е. температура, при которой от магматического расплава отщепляется флюид), а нижней можно условно считать температуру кипения воды, хотя некоторые минералы возникают и при более низких температурах. В этом интервале температур возникли все основные вторичные образования кимберлитов. Наряду с аутометаморфическими процессами, которые протекают в обстановке близкой к изохимической, в кимберлитовых телах довольно широко распространен метасоматоз (аутометасоматоз). К последним следует отнести хлоритизацию слюд и полевых шпатов ксенолитов, которые сопровождаются выносом щелочей и кальция. При бруситизации оливина происходит удаление кремнезема. Оталькование серпентина предусматривает привнос  $\text{SiO}_2$ , а окварцевание серпентина – вынос всех остальных компонентов. К метасоматическим также относится замещение серпентином карбонатов и, наоборот, замещение карбонатом силикатов. Главным реагентом в этих процессах является вода; важнейшую роль играет степень ее диссоциации на  $\text{H}^+$  и  $\text{OH}^-$ , т.е. pH раствора, который в значительной мере определяется количеством в нем сильных оснований (Na, K, Ca и др.). При этом в зависимости от конкретных условий имеет место «перекрытие» температур образования высокотемпературных минералов. Поскольку остаточный расплав магнием не обогащается, образование серпентина происходит в основном за счет оливина. Кроме того, определенное ее количество заимствуется также в карбонатах (в частности, в ксенолитах доломита). Следовательно, прежде чем возникает серпентин, должен разрушиться оливин – как наименее устойчивый из силикатов и наиболее распространенный. Серпентин из псевдоморфоз, цементирующей массы и выделения серпофита обязаны коллоидному первоначальному образованию с последующим преобразованием в гель и его кристаллизацией (возможно даже не полной). Об этом свидетельствуют трещины синерезиса, которые разбивают затвердевший гель на полигональные фигуры. В низкотемпературных серпофитах эти трещины сохранились, а у псевдоморфоз вместо них появились агрегаты из параллельно-чешуйчатых индивидов, образующих секториально-гаснущую (секториальную) структуру. Последняя обычно возникает в процессе быстрого роста множества кристаллов с четырех сторон. Рост заканчивается в центре или на

определенном расстоянии от него. Это стало возможным потому, что напряжение было снято не полностью, поскольку порода в целом находилась под давлением. Во многих случаях петельчатая структура также имеет элементы секториальной. Слепые прожилки в срезе дают в шлифе ленты, объединенные в каркас-петельчатые картины. Агрегаты из субмикроскопических индивидов псевдоморфоз чаще перекристаллизованы, чем выделения серпофита, количество которого в кимберлитовых телах кверху увеличивается из-за уменьшения общего (статического) давления пород в верхних горизонтах кимберлитовых трубок.

Таким образом, сформировавшийся в процессе кристаллизационной дифференциации остаточный расплав-раствор базитов и ультрабазитов не обогащен, как считают некоторые исследователи, магнезией, а сложен преимущественно железом и кремнеземом и развитие по нему серпентина возможно как по любому другому силикату, независимо от состава последнего. Образование палагонита нельзя объяснить только гидратацией вулканического стекла, пусть даже сильно железистого, так как в подобных случаях обычно (даже в процессе выветривания) происходит гидролиз и возникает кристаллическая фаза, представленная смектитом (монтмориллонитом, железистым сапонитом или нонtronитом). Поэтому появление аморфной (в том числе и рентгеноаморфной) фазы может быть связано с процессом быстрого выпадения геля из раствора с последующим его высыханием. Наиболее подходящими компонентами служат состав и форма размещения палагонита, так же как и близкого к нему гизингерита. Возникновение аморфных веществ, основу которых составляют кристаллиты слоистых силикатов (куда входят и субизотропный серпентин и серпофит) возможно при низком давлении. Увеличение давления содействует образованию кристаллических веществ, поскольку при этом уменьшается объём породы. Однако с увеличением давления уничтожается также реликтовая структура породы. Сохранившаяся в кимберлитах реликтовая структура в значительной мере связана со сравнительно низким давлением в процессе серпентинизации. Основные выводы по поводу отдельных вопросов становления и дальнейшего формирования кимберлитовых тел и слагающих их минералов и пород: а) В процессе происходящего вслед «за прострелом» осадочных толщ резкого падения давления и вызванного этим такого же спада температуры в верхней части может образоваться только бедное магнезией железистое стекло, которое в связи со значительным ограниченным количеством кремнезема является малоустойчивым и может разрушаться наравне с оливином (однако

от избытка воды в остаточном расплаве процесс до образования стекла не доходит); б) Карбонатная составляющая общего расплава обособляется еще до затвердения силикатной части и в зависимости от конкретных условий либо кристаллизуется (при падении температуры), либо разлагается (при падении давления) с удалением  $\text{CO}_2$ ; в) Большое значение для мобильности карбонатного расплава имеют щелочи и в первую очередь натрий, который впоследствии образует собственное соединение (шортит) или обладая (в отличие от калия) положительной энергией гидратации, легко выносится поствулканическими растворами, уступая место кальцию; г) Разрушение наименее устойчивого соединения – главного минерала кимберлитов оливина происходит под влиянием углекислоты одновременно по всему объёму породы с последующей (вызванной гидролизом) аморфизацией и переходом в коллоидное состояние с дальнейшей кристаллизацией и перекристаллизацией серпентина; д) Кристаллизация серпентина происходит быстро по краям бывших зерен с формированием псевдоморфоз, вдоль трещин синерезиса и по наименее плотным участкам геля, а также по трещинам оливина в частично разрушенном кимберлите. Анализируя геологические данные и результаты экспериментальных исследований, можно утверждать, что кальцит, являющийся главной составной частью кимберлитов, мог возникнуть из карбонатного расплава-раствора, в котором карбонатный ион  $(\text{CO}_3)^{2-}$  не распался благодаря повышенной щелочности среды и (или) высокому давлению. Карбонат основной массы кимберлитов не может являться продуктом кристаллизации стекла, тем более что он отделился от силикатного расплава еще до внедрения последнего в осадочные толщи.

## PHYSICO-CHEMICAL SPECIFIC FEATURES OF COMPOSITION AND FORMATION OF KIMBERLITE ROCKS

**Zinchuk N.N.**

West-Yakutian Scientific Centre of the Sakha (Yakutia) Republic Academy of Sciences, Mirny, [nzinchuk@rambler.ru](mailto:nzinchuk@rambler.ru)

Data about some general specific features of composition and formation of kimberlite rocks are provided. It is shown that in the process of occurring straight after “the shot” of sedimentary thick layers sharp pressure fall and caused by it the same temperature fall in the upper part of kimberlite diatremes only poor in magnesia ferriferous glass may form, which, due to limited quantity of silica, is slightly stable and can destroy equally with olivine.

## ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

**Зинчук Н.Н.**

Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) Академии наук РС (Я),  
[nzinchuk@rambler.ru](mailto:nzinchuk@rambler.ru)

В настоящее время в Мире известно три геолого-генетических типа коренных месторождений алмаза: магматический (кимберлитовый и лампроитовый), метаморфогенный и импактный. Из них главным коренным типом являются кимберлиты, установленные на всех древних платформах Земли, из которых добывается около 80 % природного алмазного сырья. Наиболее рентабельной является отработка верхних горизонтов выходящих на дневную поверхность уникальных и крупных месторождений. Большинство исследователей признано, что алмаз кимберлитов кристаллизовался на большой глубине (порядка 150–200 км) в мантии Земли в области его стабильности ( $P > 45$  ГПА,  $T = 950\text{--}1400^\circ\text{C}$ ) намного раньше образования кимберлитовых тел, то есть алмаз в кимберлитах – ксеногенный минерал. Его источником являются дезинтегрированные мантийные породы – перидотиты и эклогиты, фрагменты которых вынесены кимберлитовой магмой в верхние слои литосферы. Форма залегания алмазоносных кимберлитов – трубки и дайки, реже отмечаются силлы. Кимберлиты представляют собой вулканические изверженные, недосыщенные кремнеземом, богатые летучими компонентами ультраосновные гибридные породы с повышенной щелочностью, содержащие мантийный и коровый материал в варьирующих количествах и соотношениях. Основной формой проявления кимберлитов являются воронкообразные брекчиевые диатремы (трубки взрыва), верхние части которых венчаются кратерными постройками; на глубине (от 1000 до 2500 м от поверхности) диатремы переходят в дайки. Сохранность кратерных частей зависит от величины «посткимберлитового» эрозионного среза территории, а корневые части вскрыты только в отдельных трубках в силу большой глубины залегания и небольшой мощности даек (жил). Мантийный материал представлен ксенолитами ультраосновных, щелочно-ультраосновных и основных пород и ксенозернами минералов из них – алмазом, гранатом–пиропом, пикроильменитом, хромшпинелидом, оливином, клинопироксеном, ортопироксеном, флогопитом, редко цирконом, апатитом, титанклиногумитом. Перечисленные минералы устойчивы в широком диапазоне РТ-условий: от стабильной кристаллизации алмаза до метастабильного состояния пироба. Коровой

составляющей кимберлитов является: а) ксеногенный материал пород, вмещающих кимберлиты; б) материал, перенесенный в кимберлиты из окружающей среды постмагматическими растворами. Диатремы кимберлитов характеризуются обычно специфическими физико-механическими, петрофизическими свойствами, многофазным строением с распространением пород не менее двух фаз внедрения: первой – гипабиссальной, представленной порфировыми кимберлитами, и второй – вулканической, сложенной разнообразными кимберлитовыми брекчиями, различающимися по алмазоносности. Важное значение имеет выявление различий между фазами внедрения по петрофизическим особенностям, составу минералов основной массы и индикаторных минералов (пироба, хромшпинелидов, пикроильменита), глубинных ксенолитов и петрогенных оксидов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ). К главным особенностям кимберлитовых диатрем можно отнести: отсутствие больших объемов вытесненных пород и плутонических комплексов; специфика петрофизических, петрографо-минералогических и петрогеохимических признаков (относительно других ультраосновных пород); преимущественно морковкообразная форма (типа перевернутого конуса); спектр вулканических образований, характеризующих трехфациальный разрез (кратер, диатрему и корневую гипабиссальную зону) и отличающихся между собой; насыщенность летучими при высокой доле  $\text{CO}_2$ ; относительно низкотемпературный характер доминирующей части кимберлитовых минералов; присутствие слабо раскристаллизованных участков и другие признаки быстрого внедрения; наличие ксенолитов мантийных, коровых и вмещающих пород, при наиболее угловатой форме последних; присутствие алмазов; примеры перехода диатрем в дайки; признаки взрывного генезиса; наличие дотрубочных, синтубочных и посттубочных даек; отсутствие термометаморфизма; широкие качественно-количественные вариации минерального состава между сообществами тел и отдельно взятыми проявлениями. В порфировых кимберлитах (ПК) гипабиссальной или субвулканической фации порфировое строение определяется вкрапленниками оливина или псевдоморфозами по ним, а основной массой служит микрозернистая или скрытокристаллическая серпентин–карбонатная смесь с микролитами оливина, монтчеллита, перовскита, флогопита, апатита, ильменита и магнетита, при обычном присутствии аксессуарных вкрапленников пиропов, хромитов, пикроильменитов и пироксенов. Проявление брекчиевой текстуры и наличие заметного (более 7–10 объем. %)

количества обломков пород рамы (чехла и фундамента) и макрокристов мантийных минералов служит признаком эруптивно-обломочных пород и является основанием для выделения *эруптивных кимберлитовых брекчий* (ЭКБ) или просто кимберлитовых брекчий (КБ). Наличие в последних макро– или микровключений «кимберлит в кимберлите» (автолитов) позволяет выделять группу *автолитовых кимберлитовых брекчий* (АКБ). Примечательны спорадически встречающиеся такситовые текстурные неоднородности в кимберлитах (атакситы и эвтакситы), которые могли возникать в расплаве вследствие неравномерного распределения в нем воды. В группу вулканогенно-осадочных пород входят вулканокласто-осадочные, тефроидные и вулканотерригенные образования с содержанием осадочного материала более 50 %. Отметим важность для типизации кимберлитов слюды, по количеству которой кимберлитовые породы разделяются на два минералогических типа: базальтоидный и слюдяной (лампрофировый) с последующим выделением в каждом типе – массивных (порфировых) кимберлитов, КБ, туфов и туфобрекчий.

В промышленных месторождениях алмазов АКБ характеризуется наибольшей продуктивностью (трубки Мир, Интернациональная, Ботубинская, Нюрбинская, Айхал, Юбилейная, Удачная и др.) по сравнению с ПК гипабиссальной фазы, а в средне- и низкоалмазоносных трубках наблюдается обратная закономерность (трубки Заполярная, Комсомольская–Магнитная, Дальняя, Искорка и др. Типизация кимберлитов промышленно алмазоносных полей по *петрофизическим, петрографическим, петрологическим и геохимическим признакам* с выделением монтичеллитовых и диопсид-флогопит-оливиновых разновидностей позволила проследить в общем виде эволюцию родоначальных кимберлитовых расплавов от периода, предшествовавшего образованию диатрем, до заключительного этапа, связанного с образованием внутритрубочных жил и инъекций. Весьма важным составным компонентом кимберлитов являются *ксенолиты мантийных пород*, которые являются главным источником информации о составе глубинных зон Земли и играют определяющую роль для расшифровки процессов кимберлитового и алмазообразования. Анализ распределения мантийных нодулей в кимберлитах СП показывает, что для южной части региона примечательны высокомагнезиальные гранатовые перидотиты и пироксениты, которые определяют специфику всей популяции мантийных ксенолитов в трубке Мир. Преобладающие здесь гранатовые перидотиты представлены типичными для кимберлитов двупироксеновыми парагенезисами, довольно сильно

истощенными магмофильными компонентами. Наименее глубинный мантийный слой в трубке Мир представлен шпинелевыми и переходными гранатизированными шпинелевыми перидотитами и пироксенитами. В трубке Удачная мантийные нодулы представлены широким спектром пород, наиболее глубинными среди которых являются деплетированные в архейское время мегакристаллические перидотиты. В целом в кимберлитах данной трубки, аналогично трубкам Мир и Сытыканская, отмечены практически все известные в кимберлитовых диатремах СП разновидности ультраосновных и основных пород, но преобладающими являются гранатые лерцолиты порфиروبластовые деформированные и гранатые лерцолиты. В трубке Сытыканская (Алакит-Мархинское поле), как и в трубке Мир, доминируют гранатые лерцолиты, при значительной доле (15,3 %) шпинелевых лерцолитов. Здесь же несколько выше (более 5 %) встречаемость эклогитов, ильменитовых перидотитов и ильменит-гранатовых перидотитов. *Мантийный разрез* северной части провинции можно охарактеризовать по ксенолитам в кимберлитовой трубке Обнаженная, которая является одной из наиболее богатых включениями глубинных пород, содержание которых достигает 2,5 об. %. В трубке выделяются два небольших участка, насыщенные нодулями, причем в одном из них преобладают перидотиты, а в другом – эклогиты. Отмечаются повышенные содержания безгранатовых перидотитов и разнообразных гранат-пироксеновых пород. Встречаются также своеобразные гранатые пироксениты, переходные по содержанию оливина от эклогита к перидотиту, часто отмечаются пироксениты и перидотиты с развитием граната вокруг зерен хромшпинелида.

## ABOUT PERSPECTIVES OF PETROFIZIK AND PETROLOGICAL INVESTIGATIONS OF KIMBERLITE ROCKS

**Zinchuk N.N.**

West-Yakutian Scientific Centre of RS (Y) AS, Mirny,  
[nnzinchuk@rambler.ru](mailto:nnzinchuk@rambler.ru)

Basing on the analysis of specific actual and analytical material capabilities and perspectives of petrographic and petrological investigations are indicated, of kimberlite rocks, which are volcanic igneous, undersaturated by silica, rich in volatile components of ultrabasic hybrid formations with increased alkalinity, containing mantle and crust material in varying quantities and ratios.

## НОВЫЕ МЕХАНИЗМЫ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ РЗЭ НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ ЛУННОГО РЕГОЛИТА

**Карташов П.М.**

Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва

Как известно, благодаря лантаноидному сжатию (обусловленному заполнением электронами внутренних атомных  $f$  орбиталей) 15 элементов с La по лютеций имеют одинаковое строение внешней электронной оболочки атома и близкие эффективные радиусы ионов. Радиусы атомов и ионов лантаноидов закономерно уменьшаются от La к Lu с увеличением их атомной массы. Поскольку химические свойства любого элемента определяются главным образом строением внешней электронной оболочки, которая задействована в образовании химических связей, и кристаллохимические свойства регулируются преимущественно валентностью и радиусом конкретного иона, понятно, что в большинстве геохимических процессов все трехвалентные лантаноиды ведут себя практически одинаково. В этом смысле к ним тесно примыкают иттрий и скандий, имеющие сходные параметры трехвалентных ионов. На этом основании в химии принято выделять группу редкоземельных элементов (РЗЭ), состоящую из пятнадцати лантаноидов и иттрия (иногда добавляя к ним и скандий). В общем случае, в геохимических процессах смесь трехвалентных лантаноидов ведет себя как единый элемент, обладающий эффективным радиусом иона соответствующим среднему радиусу элементов смеси.

Эффективное разделение природных смесей на индивидуальные лантаноиды весьма сложная научно-техническая задача. Поэтому процессы их фракционирования в природе всегда привлекали большое внимание геохимиков. Кроме того, благодаря близости и одновременно закономерному различию их свойств, лантаноиды являются важными элементами индикаторами в петрологии и геохимии.

Наибольшее отличие химических свойств наблюдается у лантаноидов способных иметь переменную валентность отличную от 3+. Так устойчивое двухвалентное состояние возможно для Sm, Eu, Tm и Yb, а четырехвалентное для Ce, Pr, Tb и Dy. Для двухвалентных РЗЭ характерна повышенная летучесть их соединений, тогда как для четырехвалентных РЗЭ типична плохая растворимость их оксидов. Окислительно-восстановительные условия на поверхности Земли и в ее недрах накладывают свои ограничения на возможное валентное состояние лантаноидов. Поэтому в геохимии и минералогии наиболее известны так

называемые европиевая и цериевая аномалии. Они давно известны и хорошо изучены.

**Европиевая аномалия** связана с тем, что  $\text{Eu}^{2+}$  в силу своей валентности и близости ионного радиуса к  $\text{Ca}^{2+}$  активно захватывается кальциевыми минералами. Это приводит к селективному обогащению магматических кальциевых фаз (плагиоклазов, клинопироксенов) европием и значительному обеднению им смеси РЗЭ в расплаве. В результате уже на ранних этапах магматической дифференциации большая часть  $\text{Eu}$  покидает расплав и концентрируется в плагиоклазовых и пироксеновых кумулятах (положительная  $\text{Eu}$  аномалия). Соответственно продукты кристаллизации дериватов таких дифференцированных магм отличаются дефицитом  $\text{Eu}$  в составе смеси их РЗЭ (отрицательная  $\text{Eu}$  аномалия). Здесь необходимо подчеркнуть, что  $\text{Eu}^{2+}$  стабилен только в высокотемпературных, магматических условиях – при взаимодействии с конденсированным водным флюидом  $\text{Eu}^{2+}$  немедленно окисляется до  $\text{Eu}^{3+}$  и далее уже ведет себя так же, как и остальные трехвалентные РЗЭ. Это может приводить к формированию вторичных  $\text{Eu}$  аномалий. Действительно, при гидротермальной перекристаллизации магматических плагиоклазов в водные растворы могут поступать значительные количества  $\text{Eu}^{3+}$ . При отсутствии в этих растворах заметных количеств РЗЭ из них могут кристаллизоваться фазы обогащенные  $\text{Eu}$  вплоть до его доминантности в смеси РЗЭ. Подобный случай отмечался нами на Монгольском Алтае, где такой процесс привел к образованию поздней алланитовой и эпидотовой минерализации с резко положительной  $\text{Eu}$  аномалией [Карташов и др., 1993]. Наоборот, находка на Луне монацита с положительной  $\text{Eu}$  аномалией позволила нам предполагать участие водного флюида в его образовании [Карташов и др., 2006], то есть ни много, ни мало подтвердить наличие в прошлом **гидротермальных** процессов на Луне. Хотя в целом, отсутствие там активной гидротермальной переработки делает все магматические породы Луны типичными носителями положительной (анортозиты, пироксениты) либо отрицательной (базальтоиды)  $\text{Eu}$  аномалий.

**Цериевая аномалия** обусловлена переходом  $\text{Ce}^{3+}$  в окислительных условиях в  $\text{Ce}^{4+}$ , и в силу его малой растворимости, выпадением последнего из геохимического круговорота. Яркий пример такого поведения  $\text{Ce}$  наблюдался нами на примере гипергенного изменения бастнезита из пегматита Андракатани (Мадагаскар). Исходный бастнезит-( $\text{Ce}$ ) состава  $(\text{Ce}^{3+}_{0.38}\text{La}_{0.32}\text{Nd}_{0.22}\text{Pr}_{0.04}\text{Ca}_{0.03}\text{Th}_{0.01})[\text{CO}_3]\text{F}$  в результате разложения в латеритной коре выветривания распался на тонкодисперсный церианит

$(\text{Ce}^{4+}_{0.92}\text{Th}_{0.08})\text{O}_2$  и монацит-(La)  $(\text{La}_{0.48}\text{Nd}_{0.35}\text{Pr}_{0.09}\text{Ce}^{3+}_{0.08})[\text{PO}_4]$ . То есть наблюдалось весьма эффективное разделение  $\text{Ce}^{4+}$  (вместе с  $\text{Th}^{4+}$ ) и РЗЭ<sup>3+</sup> в окислительных гипергенных условиях.

Помимо перечисленных, широко распространен **кристаллохимический механизм фракционирования РЗЭ**, связанный с заполнением определенных кристаллохимических позиций в структуре минералов ионами РЗЭ<sup>3+</sup> наиболее подходящего диаметра. Кристаллохимическая дифференциация РЗЭ наблюдалась нами на примере замещения таленита-(Y) из пегматита Аскаген (Швеция). Первично-магматический таленит, будучи комплексным минералом с промежуточным объёмом полиэдров, берет в свой состав широкий спектр РЗЭ вплоть до Nd -  $(\text{Y}_{2.19}\text{Yb}_{.17}\text{Nd}_{.14}\text{Dy}_{.13}\text{Sm}_{.13}\text{Gd}_{.11}\text{Lu}_{.06}\text{Er}_{.06}\text{U}_{.02})_{3.01}[\text{Si}_{3.00}\text{O}_{10}](\text{OH})_{1.00}$ . Когда на гидротермальном этапе он замещается селективно иттриевым иимориитом-(Y), с мелким размером РЗЭ полиэдров  $(\text{Y}_{1.62}\text{Yb}_{.11}\text{Dy}_{.09}\text{Gd}_{.04}\text{Er}_{.04}\text{Sm}_{.02}\text{Ho}_{.02}\text{Nd}_{.02})_{1.96}[\text{Si}_{1.02}\text{O}_4][\text{CO}_3]$ , раствор обогащается  $\text{Nd}^{3+}$  настолько, что появляется возможность для образования алланита-(Nd)  $(\text{Ca}_{1.05}(\text{Nd}_{.45}\text{Ce}_{.19}\text{Sm}_{.14}\text{Pr}_{.07}\text{Y}_{.04}\text{Gd}_{.04})_{.93}\text{Mn}_{.04})_{2.00}(\text{Al}_{1.88}\text{Fe}^{2+}_{.67}\text{Fe}^{3+}_{.42}\text{Mn}^{2+}_{.03})_{3.00}[(\text{Si}_{.77}\text{Al}_{.23})_{1.00}\text{O}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$ . В тех же случаях, когда иимориит не образуется, таленит замещается алланитом-(Y)  $(\text{Ca}_{.99}(\text{Y}_{.35}\text{Nd}_{.19}\text{Sm}_{.17}\text{Gd}_{.13}\text{Dy}_{.10}\text{Ce}_{.04})_{.98})_{1.97}\text{Al}_{2.08}\text{Fe}^{2+}_{.72}\text{Fe}^{3+}_{.11}\text{Mn}_{.08})_{2.99}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})_{.98}$ , а раствор обогащается тяжелыми и мелкими  $\text{Yb}^{3+}$ ,  $\text{Er}^{3+}$  и  $\text{Lu}^{3+}$ . Как видим, кристаллохимическая дифференциация способна приводить к образованию фаз обогащенных индивидуальными РЗЭ, но не в состоянии обеспечить эффективное разделение последних.

В технике такое разделение обеспечивается многократным повторением процессов приводящих к дифференциации РЗЭ (дробная кристаллизация, хроматография на ионообменных смолах). В природных условиях такое разделение РЗЭ наблюдалось на Павловском буроугольном месторождении [Seredin, 1996], где многократное повторение актов сорбции-десорбции на поверхности лигнита создало естественную хроматографическую колонну, что привело к образованию моноэлементных фаз индивидуальных РЗЭ.

Первоначальное изучение спектров РЗЭ валовых проб реголита доставленного советскими АС Луна не показало каких то существенных отличий от других пород Луны. Однако детальное изучение этих проб на сканирующем электронном микроскопе позволило выявить богатую и разнообразную РЗЭ минерализацию. Причем наряду с обычными минералами обладающими рядовыми спектрами распределения РЗЭ (монацит-(Ce), бастнезит-(Ce)) нами было выделено две группы минералов с крайне высокими уровнями фракционирования лантаноидов. **Первая группа** представлена высокочистыми самородными Ce [Богатиков и др., 2002] и Yb [Мохов

и др., 2011], а также ближе не установленным оксидом Eu [Мохов и др., 2015]. Совершенно ясно, что эти РЗЭ фазы фракционировались в расширяющемся импактном газо-плазменном облаке и продолжают список описанных нами ранее самородных фаз (Mo, W, Re, Hf, V) образовавшихся по тому же механизму. **Вторая группа** включает в себя новые селективно гадолиниевые фазы ( $GdFeAlSiO_6$ ,  $Ca_2Gd_4Fe_5ZrO_{15}$ ,  $Gd_4Al_2Zr_4O_{17}$ ,  $Gd_2ZrTiO_7$  и др.) [Богатиков и др. 2004]. Механизм столь эффективного фракционирования Gd не имеет известных аналогов в природе. Можно лишь утверждать, что он не связан с импактными процессами и эти фазы имеют магматическое происхождение.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 15-05-04657-а*

### **Литература**

1. Богатиков О.А. и др. Новые находки самородных металлов в лунном реголите из Моря Кризисов. // ДАН, 2002, т.382, №3, с. 371-373.
2. Богатиков О.А. и др. Селективно гадолиниевые микро- и наноминералы в лунном реголите из Моря Кризисов. // Геохимия, 2004, т.394, №16 с. 1-4.
3. Карташов П.М. и др. О зональном кристаллическом гадолините из щелочногранитных пегматитов Халдзан-Бурэгтэга (Монгольский Алтай) // Записки ВМО, 1993, т.122, в.3, с.65-79.
4. Карташов П.М. и др. Монациты Луны. // Доклады РАН, 2006, т. 407, №6, с. 814-818.
5. Мохов А.В. и др. Самородный иттербий из реголита АС «Луна-24». // ДАН, 2011, т.441, №5, с. 670-673.
6. Мохов А.В. и др. Селективные европиевая и цериевая фазы в реголите из Моря Кризисов. // ДАН, 2015, т.465, №1.
7. Seredin V.V. REE-bearing coals from the Russian Far East deposits. // Intern. J. Coal Geol., 1996, v.30, №2, p. 101-129.

NEW MECHANISMS OF REE FRACTIONATION: EVIDENCES FROM INVESTIGATION OF MINERAL PHASES OF LUNAR REGOLITH

**Kartashov P.M.**

Institute of geology of ore deposits (IGEM) RAS, Moscow

A review of a main mechanisms of REE fractionation is given. Two new mechanisms of extremely effective fractionation (up to formation of mono-REE phases) in lunar regolith are divided.

**ЗОНЫ НИЗКИХ СКОРОСТЕЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ – ОБЛАСТИ ПОВЫШЕННОЙ ПОРИСТОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА И АКТИВНОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ**

**Корчин В.А.**

Институт геофизики (ИГ) им.С.И.Субботина НАН Украины, Киев, [korchin@igph.kiev.ua](mailto:korchin@igph.kiev.ua)

Наличие в породах различного вида пор и микротрещин определяется условиями их формирования, последующими процессами преобразования. Интерес к исследованиям порового пространства в кристаллических породах значительно возрос в связи с изучением миграции газовой-жидкой фракции в них. Всю гамму закономерных и случайных причин, влияющих на образование пор и микротрещин, выявить практически невозможно. Однако, определена тенденция, что у петрографически сходных групп пород увеличение пористости и микротрещиноватости ведет к уменьшению скорости распространения в них упругих волн. Изучая упругие параметры кристаллических пород в различных термодинамических условиях, нами установлена степень влияния на скорости изменения объема и характера нарушения сплошности минеральной среды [Корчин В.А., 2013б]. Выявлена четкая нелинейная зависимость скорости от пористости при атмосферном давлении для трех групп гранитов, различной зернистости породообразующих минералов. Градиенты изменения  $V_P=f(n)$  возрастают с увеличением размеров зерен (рис. 1).

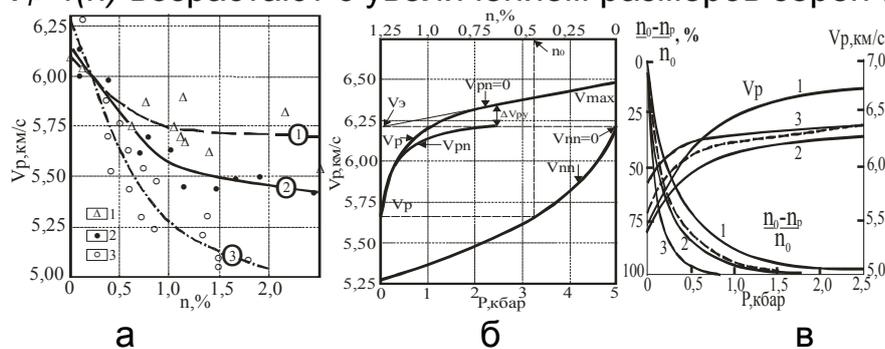


Рис. 1. а – Изменение  $V_P=f(n)$  для гранитов: 1 – мелкозернистых, 2 – среднезернистых, 3 – крупнозернистых; б – изменение средних значений скорости ( $V_P=f(P)$ ) и пористости ( $V_{Pn}=f(n)$ ); в – изменение порового пространства при увеличении давления.

Градиенты изменения  $V_P=f(P)$  (рис. 1, а) более высокие у гранитов с большими размерами зерен породообразующих минералов. Значения скоростей в почти “беспоровых” гранитах хорошо согласуются с

экстраполированными линейными участками зависимости  $V_P=f(P)$  до пересечения с осью ординат ( $V_0$ ) (рис. 1, б). Криволинейные участки графиков  $V_P=f(P)$  характеризуют увеличение скорости, главным образом, за счет закрытия различных видов пор и микротрещин ( $V_{pn}$ ), а также в связи с изменением упругих свойств породообразующих минералов ( $V_{pn=0}$ ). На основании более 100 зависимостей  $V_P=f(P)$  для пород с различной пористостью нами получено уравнение  $V_P = V_0 + (0,6\rho_0 + 0,09n_0 - 1,5)\lg P$ , с достаточной степенью надежности оценивающее скорость продольной упругой волны в образцах гранитов при высоких гидростатических давлениях (до  $5000 \text{ кг/см}^2$ ) по данным значений скорости ( $V_P$ ), плотности ( $\rho_0$ ) и пористости ( $n_0$ ), измеренных в нормальных условиях. Средние значения давлений, при которых практически отсутствует влияние порового пространства на изменение скорости, составляют для мелко-, средне- и крупнозернистых гранитов соответственно 2,6 ( $2,0 \div 2,8$ ), 2,2 ( $1,8 \div 2,6$ ) и 1,9 ( $1,8 \div 2,4$ ) кбар (рис. 1, в). Приведенные материалы позволяют по данным измерения скорости распространения упругих волн в горных породах на различных глубинах совместно с изменением плотности пород в различных  $PT$  условиях (рис. 2) оценить изменения величины порового пространства пород в зависимости от глубины.

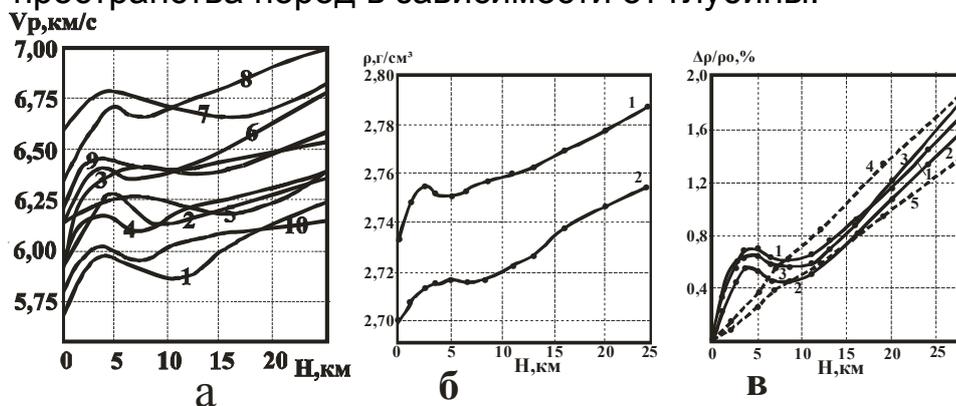


Рисунок 2 а – Изменение  $V_{P,S}=f(PT)=f(H)$  для групп пород. 1-5 — гранитоиды порфировидные; 6 — диориты, гранодиориты; 7 — основные породы; 8 — пироксениты; 9 — чарнокитоиды; 10 — гнейсы; б — зависимости  $\rho=f(P,T)=f(H)$  для диорита (1) и чарнокита (2); в — относительное изменение плотности у гранитов (1), метасоматитов (2) и гнейсов (3), (4, 5) — гидростатика.

Графическим путем и теоретическими расчетами, показано, что пористость горных пород до глубины 3-5 км уменьшается на 30-50% (рис. 3) от исходной измеренной в атмосферных условиях.

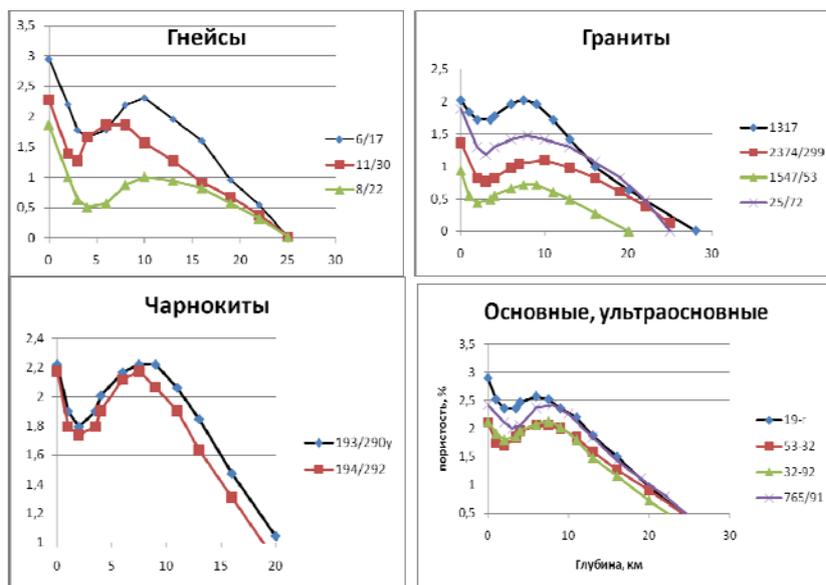


Рис. 3. Изменение пористости в породах в термодинамических условиях соответствующих глубин.

В зоне низких скоростей (4-15 км) (области разуплотнения пород, разрыхления межзерновых границ) наблюдается увеличение пористости. По данным уменьшения скорости распространения упругих волн и изменения плотностей в ЗНС рассчитано, что здесь пористость пород увеличивается на 10-20% от их значений на глубинах 3-5 км [Корчин В.А., 2013а,б].

Термодинамические условия глубин зон низких скоростей в коре ( $H=4\div 10$  км,  $P=1\div 3$  кбар,  $T=150\div 250^\circ\text{C}$ ) оказались наиболее приемлемые для растрескивания газожидких включений. При этих температурах и давлениях возникает возможность содержащимся во включении газам и флюиду покинуть его, локализоваться в свободных областях породы (открытых порах, трещинах). Кроме того, в породе, испытавшей воздействие  $PT$ , соответствующих зонам ЗНС, появляются локализации в виде стоков мелких новообразованных включений (особенно по краям зерен), и в местах ранее существовавших микротрещин, наблюдаются следы газовой-жидкой среды, включений на стенках минералов и в межзерновых пространствах.

Зоны низких скоростей — наиболее активные горизонты современного преобразования минеральной среды, изменения структурных особенностей земной коры, даже в тектонически спокойных регионах (например, кристаллических щитах) [Корчин В.А., 2013а,б]. Это области наиболее выраженной самоорганизации

корового материала нашей планеты. Она претерпевает постоянные динамические изменения. В силу ослабленных здесь упругих характеристик пород — это область релаксации интенсивных полей напряжений тектонически активных процессов. Здесь, на глубинах ЗНС активно включаются дополнительные механизмы дилатансионного разрушения минеральной среды [Николаевский В.Н., 1996]. Термобарические зоны низких сейсмических скоростей (область пониженных упругих параметров пород, их плотности и повышенной пористости) являются спусковым механизмом интенсивных релаксационных процессов в земной коре тектонически активных регионов в виде образования здесь очагов землетресений и разломов различной направленности, а также образования некоторых сейсмических границ, регистрируемых сейсмическими методами.

### **Литература**

1. Корчин В.А. Термодинамика коровых зон низких сейсмических скоростей (новая научная гипотеза). LAP Lambert Academic Publishing, 2013а, 280 с.
2. Корчин В.А., Буртний П.А., Коболев В.П. Термобарическое петрофизическое моделирование в геофизике. Киев: Наукова думка, 2013б. 312 с.
3. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. Москва: Недра, 1996. 447с.

LOW VELOCITY ZONES IN THE EARTH'S CRUST ARE AREAS OF ENHANCEABLE POROSITY OF MINERAL MATTER AND ACTIVE TRANSFORMATION OF THE GAS-LIQUID INCLUDING

**V. A. Korchin**

S.I. Subbotin Institute of Geophysics of NASU (IG), Kiev,  
[korchin@igph.kiev.ua](mailto:korchin@igph.kiev.ua)

Based on the study of relationship between pore space and velocity, an increase is revealed in rocks porosity and joint with depth of the LVZs that stipulates increasing migration and localization of different fluids and hydrocarbons of a deep origin. The LVZs and related to them deep events and processes are the most accessible to study using different geological-geophysical methods, including super-deep drilling. This makes it possible to perform the most detailed and promising studies aiming to search for mineral resources and clarify the deep structure of the Earth, as well as to explain and predict crustal earthquakes.

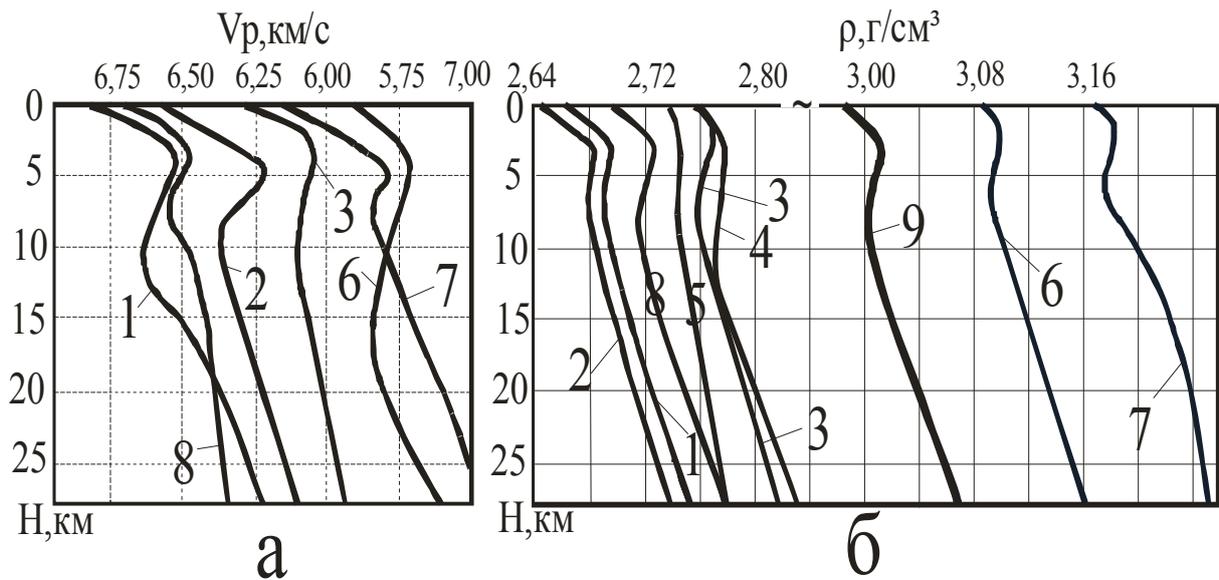
## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗМЕНЕНИЯ ПЛОТНОСТИ РАЗЛИЧНЫХ ГРУПП ПОРОД ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

**Корчин В.А., Буртный П.А., Карнаухова Е.Е.**

Институт геофизики им. С.И. Субботина (ИГ) НАН Украины, Киев,  
[korchin@igph.kiev.ua](mailto:korchin@igph.kiev.ua)

Для экспериментальных исследований было отобрано более 200 образцов, которые представляют весь спектр основных пород, слагающих кристаллический фундамент Украинский щит. Это – граниты равномернозернистые, граниты порфировидные, чарнокитоиды, анортозиты, лабрадориты, пироксениты, гнейсы биотитовые, гнейсы пироксен-амфиболовые. Исследования проводились в условиях программного изменения давлений ( $P$ ) и температуры ( $T$ ) в камере в соответствии с изменениями этих параметров с глубиной, характерной для центральной части Украинского щита. Образец породы как бы постепенно «погружался» с дневной поверхности на необходимую глубину (максимальные глубины моделирования составляют 25-40 км). При этом измерялись скорости распространения продольных ( $V_P$ ) и поперечных ( $V_S$ ) упругих волн в образце, а также декремент объема. Расчет изменения плотности производился по измерениям декремента объема образца в камере, которые контролировались с учетом изменения сжимаемости пород, рассчитанной по упругим параметрам ( $V_P$ ,  $V_S$ ). На рисунке 1 представлены графики зависимостей  $V_P=f(PT)=f(H)$  и  $\rho=f(H)$ . Экспериментально установлено, что дифференцирование пород по упруго-плотностным параметрам для выделенных групп в условиях атмосферного давления и при одновременном воздействии на образцы глубинных  $PT$ -параметров идет от кислых к более основным разностям в магматических и ультраметаморфических породах: гранитоиды → чарнокитоиды → лабрадориты, анортозиты → габбро → пироксениты. У метаморфических пород дифференциация больше зависит от процентного содержания высокоскоростных и высокоплотностных минералов – пироксена и амфибола. Однако, в целом, исследования показали, что закономерности изменения плотностей с глубиной мало зависят от минерального состава.

Как показали эксперименты, упругие и плотностные характеристики горных пород с глубиной изменяются по нелинейным законам (рис. 1).



**Рисунок 1 а** – Изменение с глубиной средних значений скоростей  $V_p$  ( $V_p=f(P,T)=f(H)$ ) для различных групп пород; **б** – Изменение с глубиной средних значений плотности  $\rho=f(H)$ .

1 – граниты равномернозернистые, 2 – граниты порфировидные, 3 – чарнокитоиды. 4 – анортозиты, 5 – лабрадориты, 6 – габбро, 7 – пироксениты, 8,9 – гнейсы.

На зависимостях  $V_p=f(H)$  и  $\rho=f(H)$  проявляются максимумы и минимумы. Т.е. при глубинных одновременнодействующих на минеральное вещество давлений и температур образуются зоны инверсии плотности шириной 5-10 км с уменьшением плотности 0,01-0,02 г/см<sup>3</sup>. Для скорости распространения упругих продольных волн интервал понижения составляет до 0,03 м/с на глубинах 3-20 км.

Совместимый анализ параметров сейсмических волноводов ГСЗ и зон низких скоростей, обнаруженных лабораторными петрофизическими исследованиями пород в условиях высоких  $P$  и  $T$ , позволил сделать предположение о термодинамической природе зон низких скоростей (ЗНС) в земной коре [1-3]. Сделанные предположения о механизме возникновения ЗНС подтверждаются экспериментальными данными изучения плотности пород под влиянием программного воздействия  $P$  и  $T$ . В ЗНС плотности, как и скорости уменьшаются, образуются области пониженной плотности в коре, где иногда  $\partial\rho/\partial H$  падает до нуля или приобретает отрицательные значения ( $\Delta\rho\approx-0,02$  г/см<sup>3</sup>).

Как и зоны низких сейсмических скоростей, горизонты пониженной плотности (по экспериментальным данным), чувствительны к температурным режимам земной коры. С повышением глубинного теплового потока снижается плотность

пород, активизируется способность пород к разуплотнению, повышается их проницаемость и гигроскопичность, т.е. активизируется процесс перемещения флюидов, и, как следствие, происходит метасоматическое преобразование пород. Другими словами, зоны пониженной плотности и скорости являются наиболее активными горизонтами современных геолого-геофизических преобразований минеральной среды земной коры, и их наличие может служить критериями поиска полезных ископаемых.

Зоны пониженной скорости и плотности из известных глубинных аномалий физических полей наиболее доступны для изучения различными геолого-геофизическими методами, в том числе сверхглубоким бурением, что способствует их наиболее детальному и перспективному изучению с целью поисков полезного минерального сырья и уточнения глубинного строения Земли.

### **Литература**

1. Корчин В.А. Термодинамика коровых зон низких сейсмических скоростей (новая научная гипотеза). LAP Lambert Academic Publishing, 2013. 280 с.
2. Буртный П.А., Корчин В.А., Карнаухова Е.Е. Моделирование вещественного состава глубинных горизонтов земной коры (новая концепция интерпретации геофизических данных). LAP Lambert Academic Publishing. 2013. 188 с.
3. Корчин В.А., Буртный П.А., Коболев В.П. Термобарическое петрофизическое моделирование в геофизике. Киев: Наукова думка, 2013. 312 с.

### EXPERIMENTAL RESEARCHES OF THE DENSITY CHANGE OF DIFFERENT ROCK GROUPS AT HIGH PRESSURES AND TEMPERATURES

**Korchin V.A., Burtnyi P.A., Karnaukhova E.E.**

S.I. Subbotin Institute of Geophysics of NASU, Kiev, Ukraine,  
[korchin@igph.kiev.ua](mailto:korchin@igph.kiev.ua)

On the example of wide spectrum of Ukrainian shield rocks experimental dependences of density on a depth are first shown. Elastic-density descriptions of rocks with a depth change on nonlinear laws. On dependences of  $V_p=f(H)$  and  $\rho=f(H)$  low velocity zones are show up. Inversion zones of  $V_p$  and  $\rho$  are investigation of rock unpacking in uneven and variable fields of deep pressures and temperatures.

## ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ НА ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД УКРАИНСКОГО ЩИТА В ИНЕРТНОЙ СРЕДЕ

**Кравчук М.В., Корчин В.А.**

Институт геофизики НАНУ, Киев, Украина

[korchin@igph.kiev.ua](mailto:korchin@igph.kiev.ua)

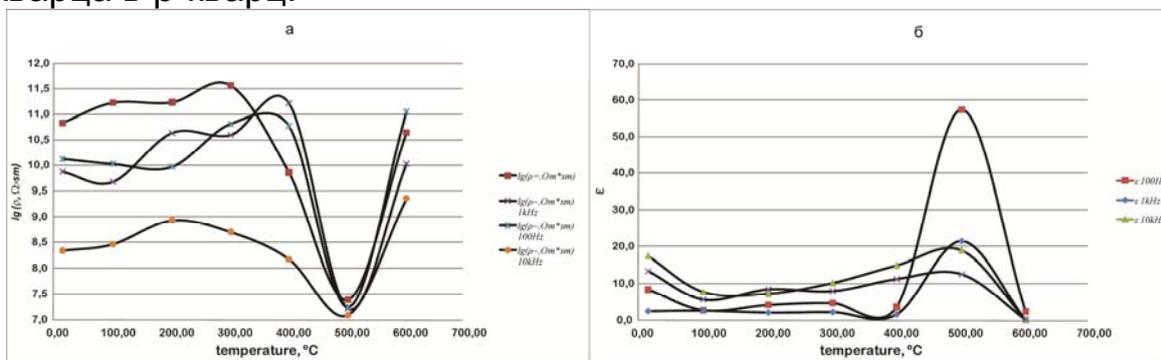
Одним из направлений современной геофизики является комплексное изучение физических свойств минерального вещества при различных давлениях и температурах. Так при интерпретации материалов глубинного магнитотеллурического зондирования и построении геоэлектрических моделей определенное место занимают данные об электрических параметрах различных пород, в том числе подверженных воздействию высоких РТ факторов. Многочисленными экспериментальными исследованиями в настоящее время показано, что определяющую роль в поведении электрического сопротивления пород на больших глубинах играет температура (Т) и менее заметно влияние давления (Р). Поэтому детальное изучение минеральных сред при высоких Т, в условиях с различной степенью окислительных процессов является актуальной задачей.

Нами создан автоматизированный измерительный комплекс для исследования электрических свойств горных пород при высоких температурах в средах, позволяющих минимизировать окислительные процессы в образцах, для чего в нагревательном блоке использовался аргон [Корчин В.А., 2011].

Исследовались электрические свойства габбро, диорита и розового кварцита. Определялись электрическое сопротивление постоянному току и параметры импеданса на частоте 100, 1000, 10000 и 100000 Гц. Данные далее пересчитывались по известным формулам в удельное электрическое сопротивление ( $\rho$ ) и относительную диэлектрическую проницаемость ( $\epsilon$ ). Образцы представляли собой диски диаметром 21 мм и высотой от 4 до 14 мм, изготавливались несколько дублей разной высоты. Из образцов пород были изготовлены шлифы, по которым выполнено их петрографическое описание. Перед началом эксперимента определялась влажность проб. После этого воздушно-сухие образцы помещались в камеру нагрева, куда подавался аргон, и производились измерения их электрических характеристик. Замеры делались с шагом 50 или 100°C. Скорость нагревания – 10°/мин. Для равномерного распределения тепла по объему образца и для проведения измерений при минимальном вертикальном градиенте, в каждой «температурной точке» измерений делались десятиминутные временные выдержки

Большинство минералов и горных пород являются ионными кристаллическими диэлектриками. Электропроводность их обычно обусловлена переносом ионов. Особенностью ионной электропроводности является ее увеличение с температурой. Однако на кривых электросопротивления выделяют несколько разноградиентных областей, в которых  $\lg \rho$  приближенно является линейной функцией температуры. Очевидно, области отличаются типом электропроводности. Выделяют три типа проводимости: первый тип – поляронная проводимость, осуществляется электронами или ионами,двигающихся в фононном поле кристаллической решетки, характерна для низкотемпературной области (от комнатной до  $200^{\circ}\text{C}$ ); второй тип – примесная проводимость ( $200^{\circ} - 600^{\circ}\text{C}$ ), где электропроводность в диэлектриках осуществляется в основном ионами примесей и дефектами кристаллической решетки; третий – собственная проводимость, в которых электропроводность формируется за счет основных ионов кристаллической решетки (интервал более высоких температур). На процесс проводимости в горных породах в общем случае накладывается поляризация, обуславливаемая либо ориентацией диполей, либо смещением зарядов относительно друг друга. Проводимость диэлектрика при переменном токе, так называемая активная удельная проводимость, складывается как из истинной омической проводимости, вызванной перемещением носителей заряда, так и из потерь энергии связанных с дисперсией.

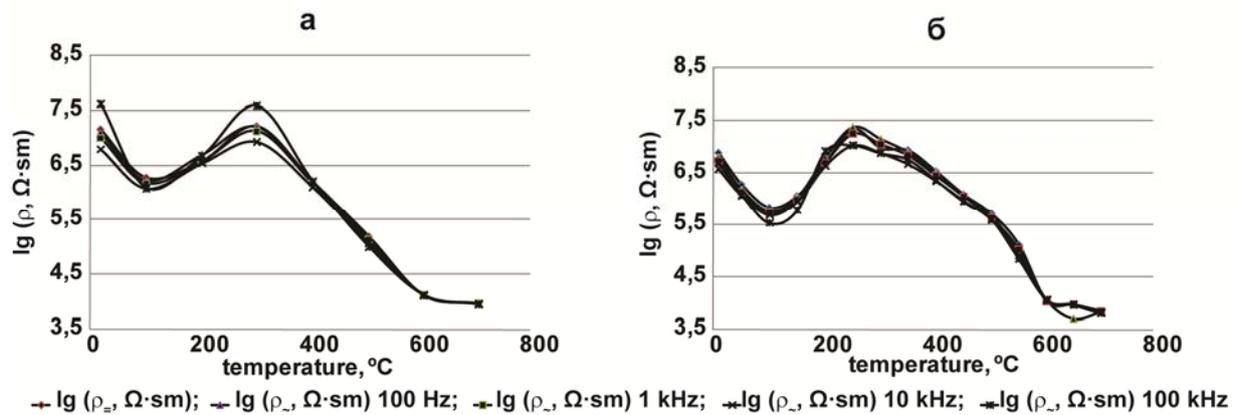
Исследованный образец розового кварцита являл собой мелкозернистую мономинеральную породу, гранобластовой структуры, состоящей из изометричных, неправильной формы (часто угловатых) зерен кварца. Характерной особенностью кривых электросопротивления (рис.1, а) исследованного образца является его резкое уменьшение в интервале температур  $400-600^{\circ}\text{C}$  что, предположительно, связано с полиморфным переходом ( $573^{\circ}\text{C}$ )  $\alpha$ -кварца в  $\beta$ -кварц.



**Рис.1 Температурно-частотные зависимости логарифма электрического сопротивления (а) и относительной диэлектрической проницаемости (б) образца розового кварцита**

В этой температурной области также можно наблюдать скачкообразное увеличение относительной диэлектрической проницаемости (рис.1, б) от единиц до нескольких десятков.

Температурно-частотные зависимости электрических характеристик образцов габбро представлены на рис.2. Габбро это среднезернистая порода, состоящая из аллотриоморфных реже призматических и таблитчатых зерен плагиоклаза, пироксена, а также зерен рудного минерала, апатита и чешуек биотита. Один из дублей породы исследовался в инертной среде (рис. 2, а), а другой без подачи аргона в камеру нагрева (рис. 2, б). В области поляронной проводимости (20-200°C) вначале происходит понижение электрического сопротивления образцов (интервал температур 20-100 °C), а затем увеличение значений этого параметра, что связано с удалением влаги. Кривые электросопротивления образца исследованного в окислительной среде отличаются большим количеством изломов с разным углом наклона кривых, что соответствует разным энергиям активации токоносителей и может быть связано с окислительными процессами при более высокой концентрации кислорода.



**Рис.2 Температурно-частотные зависимости логарифма электрического сопротивления образца габбро (а) – в инертной среде, (б) – в окислительной среде.**

Характер зависимости от температуры и частоты электрических параметров образца базальта схож с аналогичными зависимостями для габбро, что связано с подобностью минерального состава исследованных пород. Базальт представлен мелкозернистой разностью, состоящей из большого количества беспорядочно расположенных лейст плагиоклаза, в угловатых промежутках между которыми присутствуют пироксен, рудный минерал.

В низкотемпературной области в образцах наблюдается вначале уменьшение электрического сопротивления (при температурах до 100 °C), с последующим некоторым его возростанием – в результате удаления влаги из открытых пор (до 200°C). С дальнейшим

увеличением температуры электрическое сопротивление равномерно падает. Характер кривых диэлектрической проницаемости обратный – с повышением температуры  $\epsilon$  увеличивается, при этом низкочастотная диэлектрическая проницаемость увеличивается с наибольшим градиентом.

На данном этапе исследований можно говорить о том, что ход кривых температурных зависимостей электрического сопротивления образцов измеренных в средах с различным содержанием кислорода несколько отличается, отражая процессы происходящие в этом минеральном веществе. Различие градиента изменения  $\rho$  от температуры, особенно в интервале 300 – 500 °С, вероятнее всего обусловлено тем, что электропроводность осуществляется в основном ионами примесей и дефектами кристаллической решетки. Анализируя характер температурно-частотных зависимостей диэлектрической проницаемости следует отметить, что низкочастотная диэлектрическая проницаемость является более информативным параметром, так как изменяется с большим градиентом.

### **Литература**

Корчин В.А., Карнаухова Е.Е., Нех А.С., Кравчук М.В. Новые аппаратурно-методические разработки исследования физических характеристик горных пород при высоком давлении и температуре / Материалы Двенадцатой международной конференции: «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Москва. 2011. С. 145-148.

### TEMPERATURE EFFECT ON THE ELECTRICAL PROPERTIES OF ROCKS OF UKRAINIAN SHIELD IN AN INERT MEDIUM

**Kravchuk M.V., Korchin V.A.**

S.I. Subbotin Institute of Geophysics of NASU, Kiev, Ukraine,  
[korchin@igph.kiev.ua](mailto:korchin@igph.kiev.ua)

Differences gradient of the electric resistance of crystalline rocks in different temperature ranges, which in turn depend on the oxidation processes of the environment. No significant difference in the nature of the curves of the dielectric constant, but this option is dependent on frequency. The low-frequency component of the dielectric constant was more sensitive parameter to changes in temperature.

## ДИНАМИКА ПАРАМЕТРОВ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ТОРФЯНИКОВ ПОСЛЕ ПОЖАРА

<sup>1</sup>**Кричевец Г.Н., <sup>1</sup>Ахметьева Н.П., <sup>2</sup>Михайлова А.В.**

<sup>1</sup>Институт водных проблем (ИВП) РАН, Москва, [gkrich@ya.ru](mailto:gkrich@ya.ru)

<sup>2</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, [xemafiltra@ya.ru](mailto:xemafiltra@ya.ru)

В последние годы на территории нашей страны произошли опустошительные торфяные пожары. Только на европейской части РФ в 2010 г. выгорело около 1 млн. га торфяных площадей, из них в Московской области – 853.1 га. Поэтому цель работы – сравнение физико-химических и гидрохимических показателей водной торфяной вытяжки до и после пожара двух различных болот и на основании экспериментальных данных сравнить ход их восстановления. Восстановление болот в данном случае мы рассматриваем как процесс выхода системы из экстремального состояния после пожара и судим об этом по физико- и гидрохимическим показателям водной вытяжки торфа, проводим сравнение их значений до (фон) и после пожара. По приближению показателей (рН, уровень болотных вод, содержание минеральных и органических веществ, цветности вытяжки, перманганатной окисляемости-ПО) к фоновым судили о процессе накопления биогенной породы.

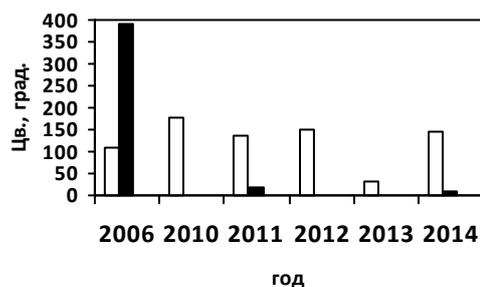
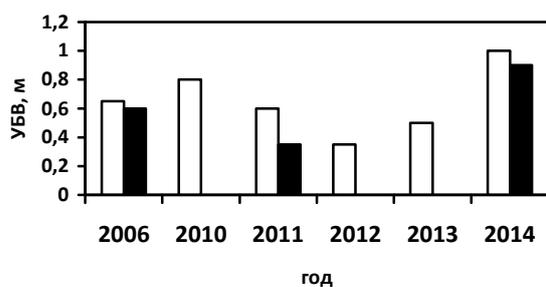
Выбраны два торфяника: Галицкий мох (ГМ), расположенный у пос. Радченко Конаковского района Тверской области и Радовицкий мох (РМ) у пос. Радовицкий Шатурского района Московской области. Торфяник ГМ [Ахметьева, 2014] – выработанное торфяное месторождение, которое своевременно не рекультивировалось и до пожара представляло собой облесенное мезотрофное болото. В результате пожара 2010 г. на наблюдаемой площадке – окраине торфяника – сильно изменился разрез торфа и химический состав болотных вод. Другая опытная площадка расположена в пределах Мещерской низменности на "Радовицком Мху". Ее строение отличается от ГМ – здесь низинный торф мощностью около 2 м залегает на песках, а в предыдущем случае торф лежит преимущественно на суглинках. На болоте РМ в 2010 г. также произошли пожары, охватившие десятки тысяч га.

Пробы торфа отбирали в 2006 г. и в 2010-2015 гг. Замеры рН болотной воды проводили на месте отбора проб портативным рН метром – Milwaukee карманный рН метр марки РН 600 (Milwaukee, США). Перед анализом пробы природного торфа и зольного горизонта высушивали, растирали и просеивали через сито геологическое лабораторное с размером ячеек 2.0 мм. Затем – в

сушильном шкафу при 150 °С. Химический анализ выполнен в лаборатории отдела охраны водной среды ИВП РАН (Иваньковская научно-исследовательская станция, г. Конаково). Водную торфяную вытяжку брали в соотношении торф:дистиллированная вода=1:50. Результаты представлены ниже. Показатели образцов 2006 г. (природный торф) приняты за фон.

**Таблица 1.** Физико-химические показатели торфа (2011 г.)

Показатель	РМ		ГМ	
	природный торф	горелый торф	природный торф	горелый торф
Глубина отбора, м	0,3	0,12	0,5	0,15
Влажность гигр., %	55,6	7,1	70,3	2,7
Зольность, %	3,8	76,5	9,3	49,1
Содержание ОВ, %	96,2	23,5	90,7	50,9



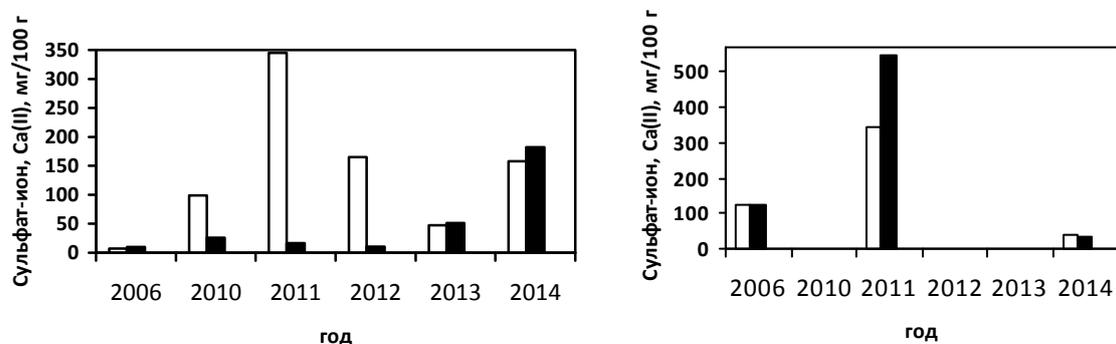
а

б

**Рис. 1.** Динамика показателей УБВ (а) и цветности (б) на ГМ (белые столбцы) и РМ (черные столбцы).

При пожаре нарушается верхний слой торфяного профиля, а следовательно, наблюдается разрушение первичных и вторичных минералов и вынос продуктов разрушения в нижележащие горизонты и грунтовыми водами. Одновременно наблюдается временное увеличение (избыток) многих показателей: минерализации, концентрации ионов кальция и др. Более детально процесс восстановления почвы на болоте нами изучается на мониторинговой площадке на болоте ГМ. При пожаре выгорели полностью деревья, кустарники и трава. Выгорел верхний слой торфа мощностью до 30 см, который превратился в рыжую золу, содержащую мелкие черные угольки; под ней образовался обгоревший (пиролизный) торф черного цвета, нагретый до температуры ~85 °С, и прослеживающийся до глубины 40–50 см. Ниже залегал торф темно-коричневый, лежащий на светло-серых суглинках на глубине ~80 см. Обнаружено, что в результате пожара

органические вещества (ОВ) выгорело на болотах в разной степени – больше пострадала от пожара площадка РМ В качестве показателей восстановления нами, как и в литературе [Панов, 2006; Инишева, 2013], выбраны УБВ, рН, содержание ОВ и некоторых ионов, и природа подстилающей породы и др.



а

б

**Рис. 2.** Динамика содержания сульфат-ионов (белые столбцы) и ионов кальция (черные столбцы) в водной вытяжке зольного горизонта ГМ (а) и РМ (б).

Как видно из рис. 1 и 2 в первые два года все показатели нестабильны и изменчивы.

**Таблица 2.** Химический состав водной вытяжки золы болота ГМ и РМ за август 2010–2014 гг., а также негорелого торфа 2006 г. (фон)

Показатель	Фон (2006 г)	Год				
		2010	2011	2012	2013	2014
<i>ГМ</i>						
рН	6,0	7,4	6,2	8,2	8,2	7,8
ПО, мгС/100 г	100	87	52,7	43,7	5,6	91,2
мг/100 г						
$P_{\text{кирс}}$	1,8	121	2,0	1,9	36,5	28,5
$Fe_{\text{общ}}$	187	152	185	154	8,87	15,7
$N-NO_3^-$	68,3	1,75	11,1	2,84	3,0	2,0
<i>PM</i>						
рН	6,2	-	7,9	-	-	6,9
ПО, мгС/100 г	170	-	164	-	-	6,1
мг/100 г						
$P_{\text{кирс}}$	14,1	-	11,2	-	-	54,2
$Fe_{\text{общ}}$	91	-	19,6	-	-	6,8
$N-NO_3^-$	53	-	0,95	-	-	1,3

В целом, восстановление торфяников после пожара на ГМ и РМ происходит по-разному. На РМ значение рН в 2014 г. составило 6.9, т. е. величину близкую к фоновому значению; содержание ПО и цветности значительно уменьшилось, содержание сульфат-ионов, ионов кальция и железа уменьшилось. На ГМ значение рН в 2014 г. (7.8) выше, чем фоновое (6.0); значения ПО и цветности выровнились, а остальные показатели –  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Fe}_{\text{общ.}}$ ,  $\text{P}_{\text{кирс.}}$  – увеличились. Мы предполагаем, что наблюдаемые изменения происходят по следующим причинам: во время пожара на РМ органическое вещество выгорело в большей степени (почти в два раза), чем на ГМ. (см. табл. 1); другая причина – различный генезис рассматриваемых болот: РМ – низинное, подстилаемое песками, получающее подземный приток, способствующий вымыванию и разбавлению, и препятствующий накоплению органических и минеральных веществ, а ГМ – мезотрофное, роль подземного притока незначительна, оно подстилается преимущественно слабОВОДОНРОНИЦАЕМЫМИ суглинками.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант (14-05-00555).*

### **Литература**

1. Ахметьева Н.П., Белова С.Э., Джамалов Р.Г., Куличевская И.С., Лапина Е.Е., Михайлова А.В. Естественное восстановление болот после пожаров // Водные ресурсы. 2014. Т. 41. № 4. С. 367 – 374.
2. Инишева Л.И., Маслов Б.С. Загадочный мир болот. Томск:ТГПУ, 2013. –157 с.
3. Панов В.В. Восстановление торфяных болот. Томск: Изд-во ТГПУ, 2006. – 70 с.

### **DYNAMICS OF PEAT BOG RECOVERY CHARACTERISTICS AFTER A FIRE**

**<sup>1</sup>Krichevets G.N., <sup>1</sup>Akhmet'eva N.P., <sup>2</sup>Mikhaylova A.V.**

<sup>1</sup>Water Problems Institute (WPI) RAS, Moscow, Russia, [gkrich@ya.ru](mailto:gkrich@ya.ru)

<sup>2</sup>Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHI) RAS, Moscow, Russia, [xemafiltra@ya.ru](mailto:xemafiltra@ya.ru)

Five-year field and experimental studies of peat bogs in the central European Russia, which suffered a fire in 2010, are generalized. The obtained data were compared with those collected before for peat ecological monitoring and for innovation development and use or preservation of bogs.

## ЗАХВАТ ВЕЩЕСТВА ПРОТОСПУТНИКОВЫМИ ДИСКАМИ ЮПИТЕРА И САТУРНА

<sup>1</sup>Кронрод В.А., <sup>2</sup>Макалкин А.Б.

<sup>1</sup>ГЕОХИ РАН, [va\\_kronrod@mail.ru](mailto:va_kronrod@mail.ru); <sup>2</sup>ИФЗ РАН, [makalkin@ifz.ru](mailto:makalkin@ifz.ru)

Исследовательские миссии, успешно проведенные орбитальными космическими станциями «Галилео» и «Кассини-Гюйгенс» позволили существенно уточнить данные по морфологии ледяной поверхности спутников, их физические характеристики, сведения о гравитационных, магнитных и тепловых полях. На основе этой фактической, аналитической и расчетной информации были построены современные модели внутреннего строения Ганимеда, Каллисто и Титана (1-3). Есть основания полагать, что степень дифференциации ледяных спутников зависит от процессов аккреции спутника – времени аккреции, массы планетезималей, выпадающих на растущий спутник в единицу времени, распределения этих тел по размерам и составу. В модели аккреционного протоспутникового диска малой массы в любой момент времени содержится лишь  $\sim 10^{-3}$ – $10^{-2}$  от суммарной массы регулярных спутников в пылевых частицах и мелких телах (4, 5, 6). Поэтому условия существования мало массивного аккреционного диска подразумевают существование постоянного притока массы в диск в виде пылевых частиц и планетезималей, захваченных гравитационным полем центральной планеты. В настоящей работе обсуждается задача расчета взаимодействия с диском планетезималей, падающих на поверхность аккреционного диска из зоны гравитационного влияния центральной планеты. Предполагается, что решение этой проблемы позволит оценить по массе и составу тела, падавшие на растущие ледяные спутники, и объяснить различия в средней плотности и внутреннем строении ледяных спутников в системах планет-гигантов Юпитера и Сатурна. Многопараметрическая задача торможения, разрушения и абляции планетезималей в газовой среде аккреционного диска решается методами численного моделирования с помощью модифицированных подходов метеорной физики. Уравнения движения и уноса массы в результате абляции записывались в виде (7). Задача разрушения планетезимали при прохождении диска от аэродинамических нагрузок решается в рамках известных моделей разрушения метеорита при вхождении в атмосферу.

### ***Результаты оценок для дисков Юпитера и Сатурна.***

Проведено моделирование совместных процессов торможения, абляции и фрагментации планетезималей (вещество кометы) в газовой среде аккреционных дисков Юпитера и Сатурна..

Определены ограничения на скорости планетезималей, при которых они остаются в аккреционном диске планеты в результате ее торможения газом диска. Коэффициент абляции взят по (8). Определен максимальный радиус планетезималей, захваченных в дисках в результате торможения на различных расстояниях от центральной планеты. Распределение тел по массам описывается степенным законом (9). Были проведены оценки следующих параметров:

$M_a^o = M_a / M_f$  - отношение массы вещества, испарившегося при абляции ( $M_a$ ) и поэтому захваченного в диске, к суммарной массе тел ( $M_f$ ) с радиусами  $R_{1,max} < R < R_o$ , которые после пересечения диска покинули его со скоростью  $V_2$ , большей, чем  $V_e (M_a / M_f)$ . Здесь  $R_{1,max}$  - значение максимального радиуса захватываемого тела,  $R_o$  в наших расчетах задается,  $V_e$  - скорость убегания из сферы Хилла планеты (вторая космическая скорость) на расстоянии  $r$  от центра планеты,  $V_2$  - скорость планетезимали после пересечения диска.

$M_{ca}^o = (M_c + M_a) / M_t$  - отношение всей захваченной массы (состоящей из массы малых тел, захваченных в диск ( $M_c$ ), плюс массы вещества, испаренного при абляции ( $M_a$ ), и таким образом захваченного в диск) ко всей массе упавшего на диск вещества  $M_t$ , содержащегося в планетезималиях со степенным распределением размеров от мельчайших до тел с радиусом  $R_o$ .

Без учета фрагментации на расстояниях Каллисто остаются в диске тела с радиусами  $R < 30$  м, на расстояниях Ганимеда -  $R < 100$  м. Если учитывать фрагментацию (10, 11), то в области Каллисто фрагментируются тела с размерами больше 100 м, на расстояниях Ганимеда разрушаются все тела с радиусами больше 30 см. Если допустить разрушение планетезимали на множество мелких частей, то в области Каллисто остаются тела с радиусами  $R < 30$  м и  $R > 100$  м. В области Ганимеда согласно принятой модели диск захватывает все планетезимали. В диске Сатурна на расстояниях Титана тормозятся и фрагментируются планетезимали с радиусами порядка 12 м и 6 км, соответственно.

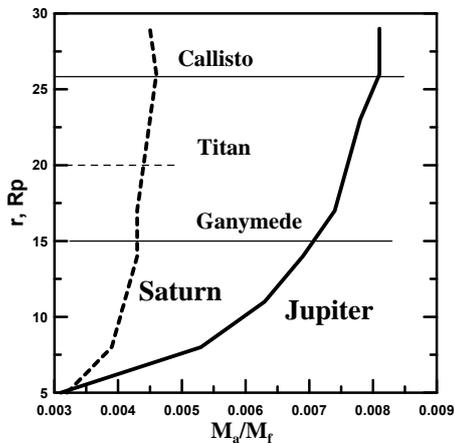


Рис.1. Отношение массы вещества, испарившегося при абляции ( $M_a$ ) и поэтому захваченного в диске, к суммарной массе тел ( $M_f$ ) с радиусами  $R_{1,max} < R < R_o$  как функция расстояния от центральной планеты  $r$ .  $R_o=1000$  м,  $\sigma_{abl} = 10-13$   $c^2cm^{-2}$ .

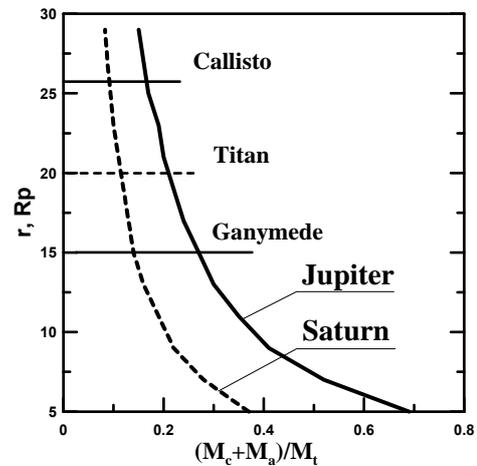


Рис.2. Отношение всей захваченной массы (состоящей из массы малых тел, захваченных в диск ( $M_c$ ), плюс массы вещества, испаренного при абляции ( $M_a$ ), как функция расстояния от центральной планеты  $r$ .  $R_o=1000$  м,  $\sigma_{abl} = 10-13$   $c^2cm^{-2}$ .

В наших оценках не учитывались эффекты возможного увеличения эффективного предела прочности планетезималей с размерами более 30-50 км. Величина  $M_a^o$  в дисках Юпитера и Сатурна пренебрежимо мала (рис. 1). Вместе с тем, параметр  $M_{ca}^o$  принимает значения 27% на расстояниях Ганимеда и 17% в области Каллисто. Для Титана величина  $M_{ca}^o = 11\%$  (рис. 2). Таким образом, наблюдается существенная разница в количестве вещества, захваченного диском в области питания регулярных ледяных спутников Ганимеда, Каллисто и Титана. Подчеркнем, что при расчетах величин  $M_a^o$  и  $M_{ca}^o$  не учитывалась возможная фрагментация планетезималей. Проведенные исследования дают основания сделать выводы, что более узкий спектр размеров захватываемых тел, а также бóльшая длительность образования спутника, обусловленная его более удаленным расположением, могли обеспечить низкую дифференциацию Каллисто по сравнению с Ганимедом. В диске Сатурна в области формирования Титана захватывались тела с  $R < 12$  м, и фрагментация, по-видимому, в захвате тел роли не играла. Это могло способствовать существенному удлинению процесса аккреции Титана и формированию недифференцированной каменно-ледяной мантии.

## Литература

1. Кусков О.Л., Дорофеева В.А., Кронрод В.А., Макалкин А.Б. 2009. Системы Юпитера и Сатурна: формирование, состав и внутреннее строение крупных спутников. *М.: Изд-во ЛК*, 576 с.
2. Kuskov, O.L., Kronrod V.A. 2001. Core sizes and internal structure of the Earth's and Jupiter's satellites. *Icarus*. V. 151. Pp. 204–227.
3. Kuskov, O.L., Kronrod V.A., 2005. Internal structure of Europa and Callisto. *Icarus*. V. 177. Pp. 550–569.
4. Макалкин А.Б., Дорофеева В.А., Рускол Е.Л. 1999. Моделирование аккреционного протоспутникового диска Юпитера: оценка основных параметров. *Астрономический вестник*. Т. 33. № 6. Сс. 518-526.
5. Макалкин А.Б., Дорофеева В.А. 2014. Аккреционные диски вокруг Юпитера и Сатурна на стадии образования регулярных спутников. *Астрономический вестник*. Т. 48. № 1. Сс. 64–80.
6. Canup R.M., Ward W.R. 2002. Formation of the Galilean satellites: Condition of accretion. *Astron. J.* V. 124. Pp. 3404–3423.
7. Gritsevich M., Koschny D. 2011. Constraining the luminous efficiency of meteors. *Icarus*. V. 212. Pp. 877–884.
8. Ceplecha A. Z. , Revelle D. O., 2005. Fragmentation model of meteoroid motion, mass loss, and radiation in the atmosphere. *Meteoritics & Planetary Science* 40. № 1. Pp. 35–54.
9. Сафронов В.С. 1969. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. *М.: Наука*, 244 с.
10. Иванов А.Г., Рыжанский В.А. 2004. Модель рассеяния фрагментов малого космического тела в атмосфере планет. *Доклады Академии Наук*. Т. 398. № 6. Сс. 759-763.
11. Цветков В.И., Скрипник А.Я. 1991. Атмосферное дробление метеоритов с точки зрения их механической прочности. *Астрономический вестник*. Т. 25. №3. Сс. 364-370.

## CAPTURE OF MATERIAL BY THE CIRCUMPLANETARY DISKS OF JUPITER AND SATURN

<sup>1</sup>Kronrod V.A., <sup>2</sup>Makalkin A.B.

<sup>1</sup>V.I.Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, [va\\_kronrod@mail.ru](mailto:va_kronrod@mail.ru)

<sup>2</sup>O.Y.Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, [makalkin@ifz.ru](mailto:makalkin@ifz.ru)

Here we consider the problem of interaction of the circumplanetary disk and solid bodies (planetesimals) falling onto the disk. Our results show that the narrow range of sizes of captured bodies, as well as greater duration of satellite formation, due to more remote location could provide a low differentiation of Callisto compared with Ganymede.

## ИДЕНТИФИКАЦИЯ ВНЕЗЕМНОГО ВЕЩЕСТВА ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНТНЫМ МЕТОДОМ

**Куюнко Н.С., Скрипник А.Я., Алексеев В.А.**

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского  
(ГЕОХИ) РАН, Москва, [AVAL37@mail.ru](mailto:AVAL37@mail.ru)

В большинстве случаев идентификация объектов космического происхождения, упавших на Землю (в частности, метеоритов), не вызывает трудностей благодаря наличию таких признаков, как кора плавления, характерный рельеф поверхности объекта, в ряде случаев - кратер на месте находки образца. В некоторых случаях, однако, происхождение находки неопределенно и только привлечение прецизионных методов анализа позволяет установить природу вещества. Метеориты за время своего существования в космическом пространстве подвергаются воздействию высокоэнергетичных частиц космического излучения - протонов,  $\alpha$ -частиц, ядер тяжелых элементов. В результате ядерных реакций с этими частицами в метеоритах накапливаются так называемые космогенные нуклиды - как стабильные, так и радиоактивные. Эти радионуклиды не образуются или образуются с намного меньшей эффективностью на Земле из-за значительного ослабления интенсивности космического излучения земной атмосферой. Поэтому, определив в образце содержание космогенных и естественных радионуклидов, можно по их соотношению ответить на вопрос, имеет ли вещество внеземное происхождение. Возможность установления космической природы объекта путем определения в нем содержания космогенных и естественных радионуклидов на низкофоновом гамма-спектрометрическом комплексе и результаты исследования ряда образцов неизвестного происхождения показаны, например, в работе [Алексеев, Горин, 2004].

Под действием космического излучения, кроме космогенных изотопов, в минеральных компонентах метеоритов накапливаются следы радиационных нарушений, которые при нагреве вещества обуславливают термолюминесцентное свечение, лежащее в основе термолюминесцентного (ТЛ) метода исследования вещества. ТЛ-метод является одним из наиболее распространенных методов исследования метеоритов [Sears, 1988]. Величина накопленной в космическом пространстве естественной термолюминесценции отражает историю облучения галактическими космическими лучами и тепловой нагрев Солнцем в зависимости от близости к нему космических тел и достигает уровня равновесия приблизительно в течение последних  $10^5$  лет.

Различают два вида термолюминесценции: естественную – запасенную метеоритом в космическом пространстве и индуцированную–наведенную от внешнего источника излучения в лабораторных условиях. Измерения естественной ТЛ используются для оценки орбит метеоритов, для анализа ударного метаморфизма, для оценки земных возрастов метеоритов и для идентификации парных образцов метеоритов-находок. Индуцированная ТЛ отражает изменения кристаллической структуры полевого шпата в результате теплового или ударного метаморфизма и используется для изучения метаморфизма и ударно-тепловой истории метеоритов [Алексеев и др., 2008; 2012].

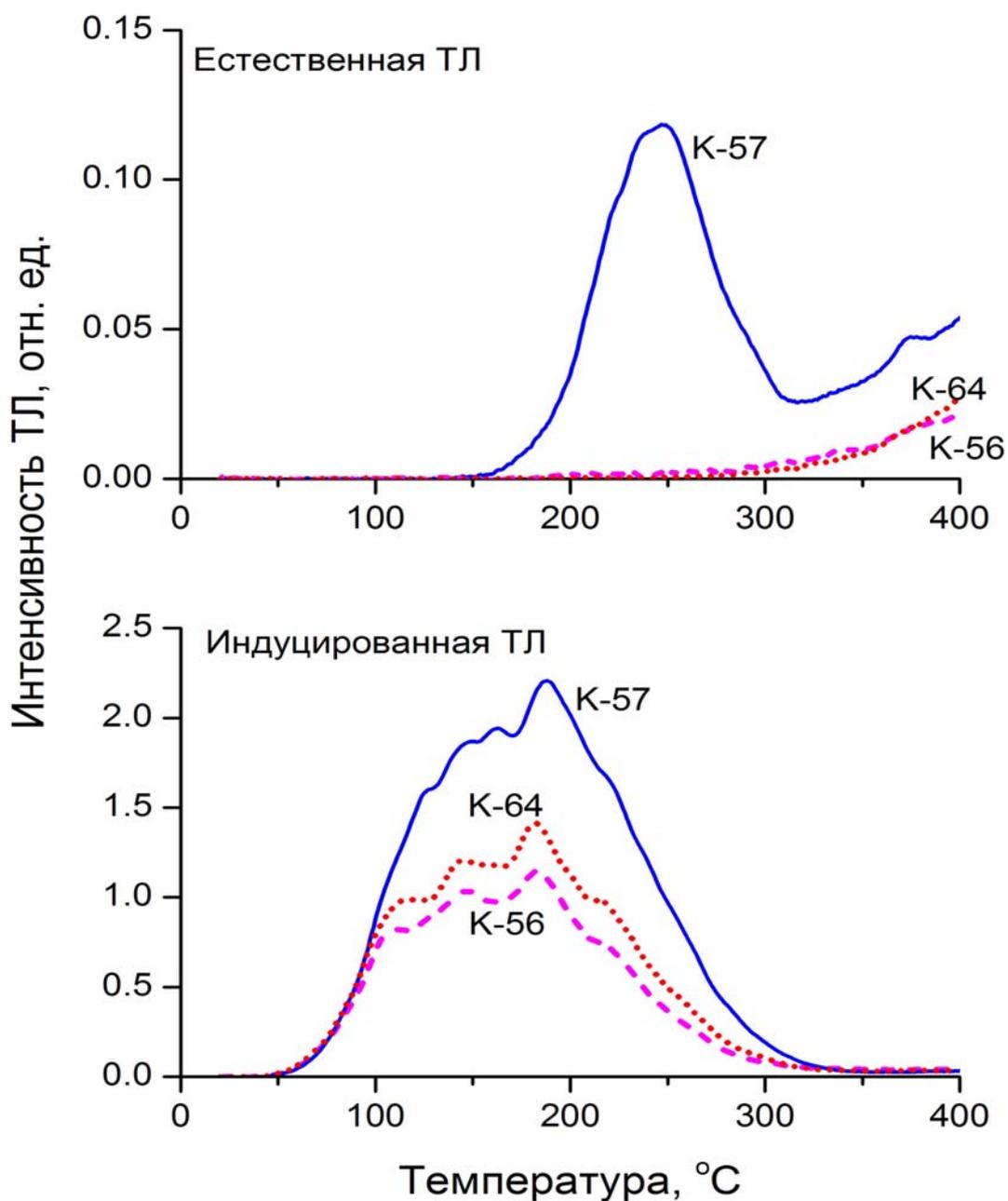
В данной работе мы использовали результаты измерения термолюминесценции трех образцов, отобранных с места падения метеорита Kosice H5, выпавшего 28 февраля 2010 года в Словакии [Borovička и др., 2013]. Образцы для исследования были предоставлены проф. P. Povinec (Comenius University, Bratislava, Slovakia).

Для исследования валовые пробы 0.7-1.0 г, дробили и измельчали в яшмовой ступке под слоем этилового спирта. После высыхания на воздухе в течение суток отделяли магнитную фракцию ручным магнитом. Из немагнитной фракции каждого образца методом квартования готовили три пробы массой по 2 мг. Каждую пробу помещали в чашку из бериллиевой фольги диаметром 6 мм и равномерно распределяли по дну с помощью капли ацетона под биноклем. Растворитель удаляли сушкой на воздухе в течение суток.

Термолюминесценцию регистрировали на модифицированной установке ГЕОХИ. Изготовленный на основе платы L154 интерфейс позволил регистрировать на компьютере ток фотоумножителя (ФЭУ-93) и температуру нагрева образца. Дискретность регистрации составляла 1°C. Соединение установки с компьютером увеличило чувствительность измерений и точность воспроизведения кривых свечения. Выполненные измерения ТЛ показали, что температура пика на кривой свечения воспроизводится с ошибкой не более 1°C. Для расчетов параметров ТЛ использовали среднюю величину трех измерений.

Выполненные измерения естественной ТЛ показали хорошую воспроизводимость в параллельных пробах каждого образца, однако различия в интенсивности ТЛ между образцами оказались значимыми (**Рис.**). Величина чувствительности к запасанию ТЛ может быть охарактеризована площадью  $S$  под кривой свечения. Для образцов K-56 и K-64 для  $T_{\text{инд}}$  значения  $S$  в пределах ошибки измерений совпадают; для образца K-57 значение  $S$  оказалось

незначительно (примерно в 1.5 раза) выше. Однако значение естественной ТЛ образца К-57 оказалось в 40 раз выше, чем для образцов К-56 и К-64. Для последних интенсивность свечения



**Рис.** Кривые свечения естественной и индуцированной термолюминесценции в образцах с места падения метеорита Kosice.

близка к фоновому значению. Вероятнее всего, образцы К-56 и К-64 являются земным веществом, тогда как образец К-57 представляет собой фрагмент метеорита.

Полученные данные свидетельствуют о возможности применения ТЛ-метода при идентификации внеземного вещества.

*Авторы признательны проф. Р. Роуинес за предоставленные образцы. Работа частично поддержана Программой № 9 фундаментальных исследований Президиума РАН.*

## Литература

1. Алексеев В.А., Горин В. Д. Идентификация космического вещества по соотношению содержаний космогенных и естественных радионуклидов // Аст. вестник. 2004. Т. 38.№ 2. С. 108-112.
2. Алексеев В.А., Горин В.Д., Ивлиев А.И., Кашкаров Л.Л., Отт У., Садиленко Д.А., Устинова Г.К. Комплексные исследования термолюминесценции, благородных газов, треков и радионуклидов в свежевыпавших хондритах Ash Creek(L6) и Tamdakht(H5) // Геохимия. 2012. № 2. С. 1-22.
3. Алексеев В.А., Горин В.Д., Ивлиев А.И., Кашкаров Л.Л., Устинова Г.К. Свежевыпавшие хондриты Бухара (CV3) и Kilabo(LL6): параллельное изучение термолюминесценции, треков и космогенных радионуклидов // Геохимия. 2008. № 9. С. 915-933.
4. Borovicka J., Toth J., Igaz A., Spurny P., Kalenda P., Haloda J., Svoren J., Kornos L., Silber E., Brown P., Husarik M. The Kosice meteorite fall: atmospheric trajectory, fragmentation, and orbit // Meteorit. Planet. Sci. 2013. V. 48. P. 1757–1779.
5. Sears D.W.G. Thermoluminescence of meteorites: Shedding light on the cosmos // Nucl. Tracks Radiat. Meas. 1988. V. 14. No. 1/2. P. 5–17.

IDENTIFICATION OF EXTRATERRESTRIAL SUBSTANCE BY THE THERMOLUMINESCENCE METHOD.

**Kuyunko N.S., Skripnik A.Ya., Alexeev V.A.**

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHI) RAS, Moscow, [AVAL37@mail.ru](mailto:AVAL37@mail.ru)

The effectiveness of the application of a thermoluminescence method for the identification of extraterrestrial substance is shown on the example of the analysis of the samples from the place of fall of the Kosice H5 meteorite.

## ИЗУЧЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА МАГНИТНЫХ РАЗМЕРНЫХ ФРАКЦИЙ В ЭНСТАТИТОВЫХ ХОНДРИТАХ

**Лаврентьева З.А., Люль А.Ю.**

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, [lavza@mail.ru](mailto:lavza@mail.ru)

**Введение.** Энстатитовые хондриты были образованы в безводных, сильно восстановительных условиях, которые основательно отличаются от таковых в обыкновенных и углистых хондритах. Они содержат графит и Si обогащенное металлическое железо и для них характерны очень низкие содержания окисленного железа, высокие распространенности сидерофильных элементов, высокая модальная распространенность камасита, сульфидные фазы содержат элементы, которые являются литофильными при окислительных условиях [Rubin, 2008]. Baedeker и Wasson (1975) и Sears (1980) предложили разделить энстатитовые хондриты на две изохимические серии: высокожелезистую EH и низкожелезистую EL группы [Baedeker and Wasson, 1975; Sears, 1980]. Химический класс отражает доаккреционные процессы, а петрологический тип - процессы в родительском теле. Как и в обыкновенных хондритах, в этих метеоритах наблюдаются широкие структурные вариации.

Настоящая работа посвящена изучению и сопоставлению результатов анализов микроэлементов в размерных магнитных фракциях из энстатитовых хондритов EH и EL групп, с целью установления основных закономерностей их распределения и изучения процессов формирования их родительских тел. Хондриты EH и EL групп имеют различные ударно-метаморфические истории. Слабо метаморфизованные хондриты группы EH4 - Abee и Adhi Kot представляют собой импактно-расплавленные брекчии. Внутренняя структура хондрита Abee состоит из множества гранулированных кластов, окаймленных металлом, внедренных в темно-серую тонкозернистую основную массу [Rubin and Scott, 1997] Энстатитовый хондрит Atlanta EL6 является брекчией, содержит богатые троилитом сантиметровые класты, заключенные в перекристаллизованной хондритовой матрице. Вещество хондрита Пилиствере EL6 претерпело интенсивный метаморфизм и слабое ударное воздействие [Rubin et al., 1997].

**Экспериментальная часть.** Для выделения магнитной фракции образцы хондритов растирали вручную в яшмовой ступке под слоем этилового спирта, Fe,Ni-фазу отделяли ручным магнитом и магнитной иглой. Гранулометрический анализ металла проводили при помощи сит. Определения содержаний элементов во фракциях проводились в Центральной лаборатории анализа вещества ГЕОХИ

РАН оптимизированным вариантом инструментального нейтронно-активационного анализа. Для повышения точности определения содержания микроэлементов в веществе метеорита использована методика вычитания фона интенсивных фотопиков с жестким гамма-излучением [Шубина и др. 2004]

**Результаты и их обсуждение.** Анализ данных (см. табл.) по распределению сидерофильных элементов в магнитных фракциях EH4 группы показал, что хондриты Abee и Adhi Kot очень различаются по содержаниям в них этих элементов. Распространенности сидерофильных элементов Ni (4.5 – 5.2); Co (4.9 – 5.3); Au (5.0 – 6.8) и Ir (2.5 – 3.0) относительно CI хондритов в размерных магнитных фракциях из хондрита Abee значительно ниже таковых - Ni (6.9 – 7.5); Co (6.7 – 7.0); Au (7.1 – 13.1) и Ir (3.8 – 5.5) в хондрите Adhi Kot. Распространенности Ni, Co в хондрите Adhi Kot соответствуют среднему значению в металле в E хондритах; распространенность Au - ниже или выше среднего значения в E хондритах и зависят от размера фракций; распространенность Ir - ниже среднего для металла E – хондритового значения во всех магнитных размерных фракциях. Все размерные магнитные фракции в обоих метеоритах обеднены Ir относительно более летучих Ni, Co, Au. Такой тип фракционирования элементов наблюдается в железных метеоритах магматических групп и палласитах, образованных в процессе фракционной кристаллизации металла в их родительских телах. В хондрите Adhi Kot распространенности Ni, Co, Au и Ir почти в два раза выше таковых в хондрите Abee. На основании особенностей микроэлементного состава магнитных фракций хондритов EH4 группы можно сделать предположение, что такое фракционирование элементов возможно обусловлено разной интенсивностью ударных процессов, протекавших на родительских телах этих метеоритов.

Хондриты EL6 группы также различаются по характеру распределения сидерофильных элементов в магнитных фракциях. В хондрите Atlanta самые низкие распространенности Co (2.9 x CI), Au (2.8 x CI) и Ir (1.9 x CI) наблюдаются в мелкозернистой магнитной фракции, а в хондрите Пилиствере в этой фракции они почти соответствуют таковым в E хондритах Co (7.0 x CI), Au (9.4 x CI) и Ir (6.1 x CI). Распространенность сидерофильных элементов в магнитных фракциях хондрита Пилиствере EL6 наиболее приближается к распространенностям таковых в металле E хондритов. Такое распределение сидерофильных элементов согласуется с выводами [Rubin et al., 1997], что этот метеорит испытал слабое ударное воздействие. Из всех размерных магнитных фракций в хондрите Atlanta среднему составу металла E

хондритов соответствует распределение сидерофильных элементов только одна магнитная фракция с размером зерен  $71 < d < 100$  мкм. В остальных размерных магнитных фракциях содержания сидерофильных элементов ниже, чем в металле E хондритов, что свидетельствует о значительной переработке вещества этого метеорита, возможно в результате ударных воздействий.

**Заключение.** Во всех изученных нами энстатитовых хондритах магнитные фракции различаются по содержаниям в них сидерофильных элементов. Наблюдаемое фракционирование элементов в магнитных фракциях возможно обусловлено разной интенсивностью ударных процессов, протекавших на родительских телах этих метеоритов. Такое распределение элементов в хондритах не противоречит предположению [Rubin, 2008] о совместной аккреции небулярных хондритовых компонентов одновременно со сверхскоростным ударным выбросом, или же выбросом, который был смешан с примитивным материалом во время реголитовых процессов.

Табл. Содержания элементов в магнитных размерных фракциях из хондритов Abee EH4, Atlanta EL6, Adhi Kot EH4 и Пилиствере EL6 нормированные к CI хондритам.

Abee	1	2	3	Atlanta	1	2	3	4	5
Ni	5.2	4.9	4.5	Ni	6.1	6.6	6.7	4.8	4.6
Co	5.3	5.2	4.9	Co	2.9	5.8	7.0	6.3	5.8
Au	6.8	5.0	5.8	Au	2.8	8.1	10.0	7.9	5.8
Ir	3.0	2.7	2.5	Ir	1.9	4.8	6.0	4.8	4.4

Adhi Kot	1	2	3	Пилист вере	1	2	3	4	5	E
Ni	6.9	7.4	7.5	Ni	7.1	7.0	5.6	6.0	6.1	6.7
Co	6.7	7.0	6.7	Co	7.1	7.2	7.2	7.9	7.2	7.0
Au	13.1	11.1	7.1	Au	8.9	9.0	8.5	9.0	8.1	9.4
Ir	5.5	4.8	3.8	Ir	5.4	5.0	4.9	4.4	5.6	6.1

Размеры фракций: 1)  $1 < d < 45$  мкм; 2)  $45 < d < 71$  мкм; 3)  $71 < d < 100$  мкм; 4)  $100 < d < 160$  мкм; 5)  $160 < d < 260$  мкм; E – среднее содержание элементов в металле энстатитовых хондритов [7,8,9], нормированные к CI хондритам.

### Литература.

1. Rubin A. E. Geochemical, mineralogical and petrological relationships in enstatite chondrites. 2008. // Lunar Planet. Sci. Conf. XXXIX. # 1114.

2. Baedecker P.A. and Wasson J.T. Elemental fractionations among enstatite chondrites. 1975. // *Geochim. Cosmochim. Acta* . 38. 735 - 765.
3. Sears D.W. Formation of E chondrites and aubrites - thermodynamic model. // *Jcarus* 43. 184 - 202. 1980.
4. Rubin A.E. and Scott E.D.R. Abee and related EH chondrite impact-melt breccias. 1997. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 61. 425 - 435.
5. Rubin A.E., Scott E.D.R., Keil K. Shock metamorphism of enstatite chondrites. 1997. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 61. 847 - 858.
6. Шубина Н.А., Люль А.Ю., Лаврентьева З.А., Колесов Г.М. Применение компьютерного моделирования в нейтронно-активационном анализе метеоритного вещества. 2004. // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН», №1 (22), 2004 М: ОИФЗ РАН.
7. Kong P., Mori T., Ebihara M. Compositional continuity of enstatite chondrites and implications for heterogeneous accretion of the enstatite chondrite parent body. 1997. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 61. 4895 – 4914.
8. Лаврухина А. К., Люль Ф. Ю., Барывшникова Г. В. О распределении сидерофильных элементов в Fe,Ni – фазе обыкновенных и энстатитовых хондритов. 1982. // *Геохимия*. №5. 645 – 683.
9. Rambaldi E. R. and Cendales M. Siderophile element fractionations in enstatite chondrites. 1980. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 48. 325 – 334.

#### THE TRACE ELEMENT STUDIES OF MAGNETIC GRAIN-SIZED FRACTIONS FROM ENSTATITE CHONDRITES

**Lavrentjeva Z.A., Lyul A.Yu.**

V.I.Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, [lavza@mail.ru](mailto:lavza@mail.ru)

In the present paper the results of elemental abundances in separated grain-sized magnetic fractions from EH and EL groups of enstatite chondrites are reported. From observed differences of compositions of magnetic fractions it follows that our trace element data accord with this idea that this imply coaccretion of nebular chondritic components concurrently with hypervelocity impact ejecta, or alternatively, that ejecta was combined with more primitive material during regolith processes [Rubin, 2008].

СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ДВИЖЕНИЯ И ОСАЖДЕНИЯ МАЛЫХ КОЛИЧЕСТВ ЖЕЛЕЗА В ЧАСТИЧНО-РАСПЛАВЛЕННЫХ СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ (моделирование образования планетных ядер с помощью высокотемпературной центрифуги)

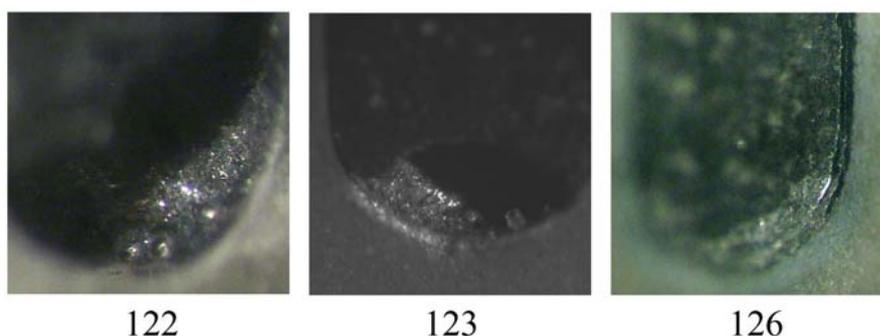
<sup>1</sup>Лебедев Е.Б., <sup>2</sup>Аверин В.В., <sup>1</sup>Рощина И.А., <sup>1</sup>Кононкова Н.Н.,  
<sup>1</sup>Зевакин Е.А.

<sup>1</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН), e-mail: [leb@geokhi.ru](mailto:leb@geokhi.ru)

<sup>2</sup>Институт металлургии и материаловедения им. А.А. Байкова РАН (ИМЕТ РАН)

Геохимические критерии вещественного состава на Луне показывают возможность при определенных условиях согласовать происхождение Луны и образование ее ядра из первичного вещества близкого к составу CI- углистых хондритов [Галимов, 2004]

Методом высокотемпературного центрифугирования проведено экспериментальное моделирование сегрегации железа при малом содержании серы (до 5%) в системах железосульфидных и силикатных расплавов при высоких восстановительных условиях на ~ 5 логарифмических единиц ниже буфера IW и температурах 1400-1440°C, в условиях частичного плавления при деформации силикатного каркаса под грузом и течении металла в зону более низкого давления. Состав исходной смеси: 85%Ol; 10% ферропикрит; 5% Fe-S (95%Fe, 5%S), параметры эксперимента: превышение силы тяжести в 4000 раз;  $T=1440^{\circ}\text{C}$ ,  $\Delta\log f\text{O}_2(\text{IW}) = \sim -1.5 - 5.5$  [Лебедев, Галимов, 2012].

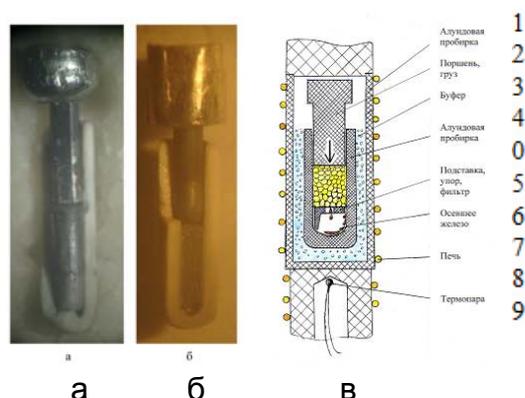


**Рис.1.** Распределение фаз после центрифугирования в опытах CS-122, CS-123, CS-126. Осадок железа (светлое), полученный в частичных расплавах ферробазальта под грузом в центрифуге

Показано, что при механической деформации силикатного каркаса во время центрифугирования в смеси, состоящей из кристаллов оливина, основного силикатного расплава и

железосульфидного расплава, происходит осаждение железа при относительно низкой степени плавления, рис 1.

Сегрегация расплавленного металла через твердый силикат относится к важной проблеме понимания дифференциации вещества на первых стадиях планетарной аккреции и формировании ядер планет земной группы. Она также относится к поздним стадиям аккреции. Физика и химия сегрегации металлов включает многочисленные факторы, такие как дифференциация состава металлических фаз с влиянием S и O и других добавок, летучестью кислорода, текстурного неравновесия, неустойчивостью, анизотропией межфазного натяжения, вязкостью расплавов, перколяцией, дифференциальным напряжением и деформацией, рис. 2



**Рис.2.** Экспериментальные ячейки центрифуги с грузом, а - груз 1,73 гр, б - груз 3,25; с - схема ячейки с грузом.

Обозначения; 1 – пробирка, 2- груз, 3 – буфер, 4 - алундовая пробирка, 0 – образец, 5 - подставка, упор, фильтр, 6 - осевшее железо, 7 – печь, 8 – термомпара.

Анализировались особенности влияния физико-химических свойств расплавов: вязкость, поверхностные свойства, деформация на особенности движения и сегрегацию металлических и сульфидных фаз, с учетом известных литературных данных [Ballhaus C., Ellis D.J.B, 1996; Rushmer T., 1995, Rutter E.H., Neumann D. H. K. 1995 и др.].

Показано, что при механической деформации силикатного каркаса во время опыта при вращении образца в центрифуге при высокой температуре происходит выдавливание металлического расплава из межзернового пространства грузом за счет деформации силикатного каркаса.

Критерием просачивания расплава через кристаллическую матрицу является величина двугранного угла смачивания ( $\Theta$ ). При взаимодействии расплав-кристалл  $\Theta < 60^\circ$ , в системе образуется

непрерывная сеть взаимосвязанных межзерновых каналов, по которой расплав может двигаться под действием силы гравитации.

Используя экстраполяционные данные по влиянию кислорода на железо в составе ферробазальтового расплава, можно оценить вязкость ферробазальта. Так при содержании 1 ат.% кислорода в железе вязкость FeO при 1400°C будет близка  $\eta = 0,2$  пуаза. Тогда при аддитивных соотношениях в расплаве с содержанием 50% Bas + 50% FeO его вязкость будет низкой и равна  $\eta = 1$  пуаз.

Сера, углерод, фосфор, ванадий и др. снижают поверхностное натяжение Fe. Углерод, фосфор повышает литейные свойства Fe. увеличивает текучесть. Сера повышает вязкость Fe.

#### *Влияние летучести кислорода.*

Расчетные значения летучести кислорода в опытах: CS-122, CS-44, CS-105, CS-53, CS-45, CS-96, CS-57, CS-58, CS-110, полученные по известным содержаниям железа в межзерновом расплаве после центрифугирования по трем термодинамическим методам: Кадик, Арискин, Аверин [Лебедев, Аверин, 2014].

Проведенное экспериментальное моделирование показало, что происходит осаждения железо-сульфидных фаз при частичном плавлении ультраосновного вещества в повышенных восстановительных условиях. Наиболее эффективная сегрегация металлической фазы и их аккумуляция в нижних частях образцов происходит в сильно восстановительных условиях при  $fO_2$  на  $\sim -4.5-5.5$  порядка ниже значений буфера железо-вюстит. Высокая температура и низкая летучесть кислорода может служить основным объяснением возможности сегрегации металла в силикатном расплаве при частичном плавлении.

В результате работы получена сегрегация железа в системах железосульфидных и силикатных расплавов при восстановительных условиях, при частичном плавлении и деформировании силикатного каркаса, указывающая на возможность осуществления предполагаемого механизма образования Луны из вещества близкого к составу Si-углистых хондритов.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранта 07-05-00630 и гранта по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН № 24.*

#### **Литература**

1. Галимов Э.М. О происхождении вещества Луны // Геохимия. 2004. № 7. С. 691-706.
2. Лебедев Е.Б., Галимов Э.М. Экспериментальное моделирование формирования металлического ядра Луны в условиях частичного плавления. // Геохимия. 2012. № 8. С. 715-725.

3. Лебедев Е.Б., Аверин В.В.. Экспериментальное изучение механизмов сегрегации железа в условиях частичного плавления в регулируемых окислительно-восстановительных условиях (при моделировании формирования металлического ядра Луны).
4. Пятнадцатая международная конференция "Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле".2014
5. Ballhaus C., Ellis D.J. Mobility of core melts during Earth's accretion. // Earth and Planetary Science Letters. 1996. V. 143 P. 137-145.
6. Rushmer T. An experimental deformation study of partially molten amphibolite: application to low-melt fraction segregation. // J. Geophys. Res. 1995 V. 100. No. B8, P. 15,681-15,695.
7. Rutter E.H., Neumann D. H. K. Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas // J. Geop. Res. 1995. Vol. 100. No B8. P. 15697-15715.

COMPARATIVE DATA ON PHYSICOCHEMICAL CONDITIONS FOR MOVEMENT AND DEPOSITION OF SMALL AMOUNTS OF IRON IN A PARTIALLY MOLTEN SILICATE MELTS

(simulation of the formation of planetary cores using high-temperature centrifuge)

<sup>1</sup>**Lebedev E.B.**, <sup>2</sup>**Averin V.V.**, <sup>1</sup>**Roschina I.A.**, <sup>1</sup>**Kononkova N.N.**,  
<sup>1</sup>**Zevakin E.A.**

<sup>1</sup>V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS,  
[leb@geokhi.ru](mailto:leb@geokhi.ru)

<sup>2</sup>A.A. Bayikov Institute of Metallurgy and Material Science RAS.

It is shown that mechanical deformation of the silicate framework during centrifugation in a mixture consisting of olivine crystals, the primary silicate melt and the molten iron-sulfide phase results in the precipitation of iron at a relatively low degree of melting.

ИЗУЧЕНИЕ ДЕФОРМАЦИИ СДВИГА ПРИ ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИИ  
**Лементуева Р.А., Ребецкий Ю.Л., Бубнова Н.Я., Треусов А.В.**  
Институт физики Земли РАН, Москва, [bubnova@ifz.ru](mailto:bubnova@ifz.ru)

Анализ материалов экспериментов на образцах горных пород является продолжением опубликованных в статье [Лементуева 2014].

Полученные данные о деформациях  $E_1$ ,  $E_2$ ,  $E_3$  (рис.1) в плоскости розетки 1 дали возможность рассчитать все 6 компонент тензора деформаций. Максимальные сдвиговые деформации линейно зависят от внутреннего и внешнего давления и нелинейным образом изменяются в процессе накопления дефектов. В зависимости от типа нагружения образца (рис.1) в радиальном направлении формируются деформации максимального удлинения ( $\epsilon_1$ ), а в тангенциальном — деформации максимального укорочения ( $\epsilon_3$ ) [Ребецкий 2005.].

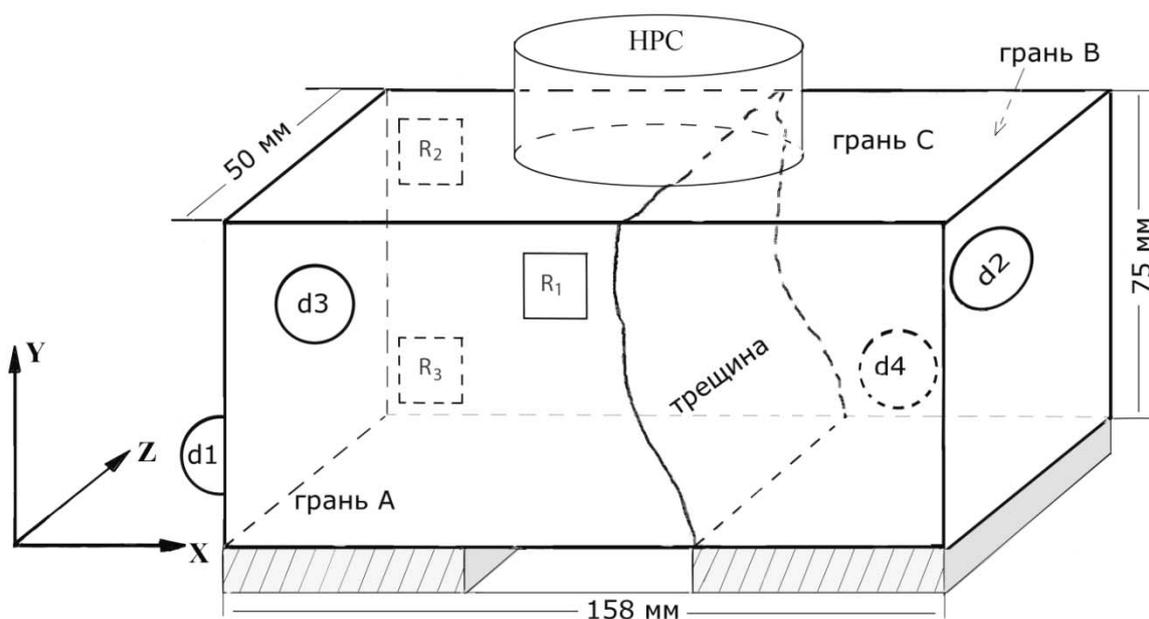


Рис.1. Схема образца и расположение датчиков.  $R_1$ ,  $R_2$ ,  $R_3$  — тензометрические розетки;  $d_1$ ,  $d_2$ ,  $d_3$  — акустические датчики.

Для данного анализа исследовались закономерности изменения средней деформации — тензора  $\theta$  и максимальной деформации сдвига — тензора  $\gamma$ . Взаимосвязь компонент  $\gamma$  и  $\theta$  можно графически представить как  $\gamma = F(\theta)$  (рис. 2). На рис.2  $T$  — время эксперимента.

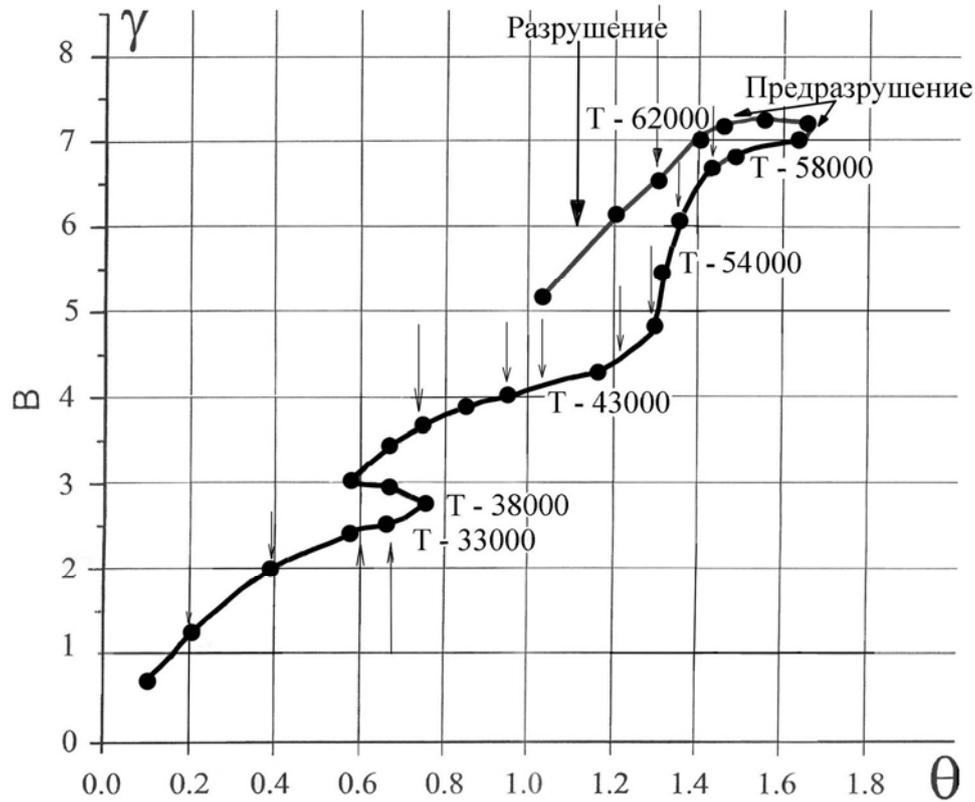


Рис.2. Зависимость  $\gamma = F(\theta)$ ;  $\nearrow$  – АС; T – Время сек.

На начальной стадии деформирования при нагружении возникают сигналы АС, вызванные микротрещинами отрыва (растяжение материала горной породы) вблизи неоднородностей, а также — сопутствующие им микросдвиги. При этом в процессе эксперимента увеличивается плотность акустических сигналов на датчиках. На начальном этапе деформирования в точке установки розетки R1 происходит возрастание градиента  $\gamma$  относительно  $\theta$  с величиной градиента  $\sim +6$ .

Рост деформационного процесса идет до момента  $T=33000$  с. Далее наблюдается ступенчатое увеличение градиента до  $T=45000$ с. Вероятно, происходит быстрое накопление дефектов в зоне перед становлением стадии предразрушения.

На стадии предразрушения ( $T=58000-62200$ с), в связи с подготовкой разрыва, величина  $\gamma$  изменяется слабо, оставаясь квазипостоянной величиной. Появляется петлеобразный ход зависимости  $\gamma=F(\theta)$  с изменением знака градиента. Очень резкое падение  $\gamma$  связано с уменьшением величины  $\gamma$  при массовом разрушении зерен (отрывов много больше), что свидетельствует о

прохождении магистральной трещины путем объединения трещин меньшего масштаба за 3-6 сек.

Сигналы АС на стадии разрушения возникают при перемещении по возникшему разлому в образце и вызваны скольжением бортов блока по зернам материала, а также разрушением оставшихся зацеплений. Амплитуды, возникших при этом АС значительно меньше, чем при прохождении магистральной трещины, так как нет плотного сцепления частиц горной породы.

Рассчитаны координаты миграции возникших дефектов и скорость их перемещения в зоне кластеризации при переходе от стадии предразрушения к моменту возникновения магистральной трещины (рис.3). Показано, как происходило уменьшение расстояния между дефектами малого масштаба. За короткий промежуток времени (11 сек) произошли акустические события: 14В, 15А, 15, 15В, 16 и 16А.

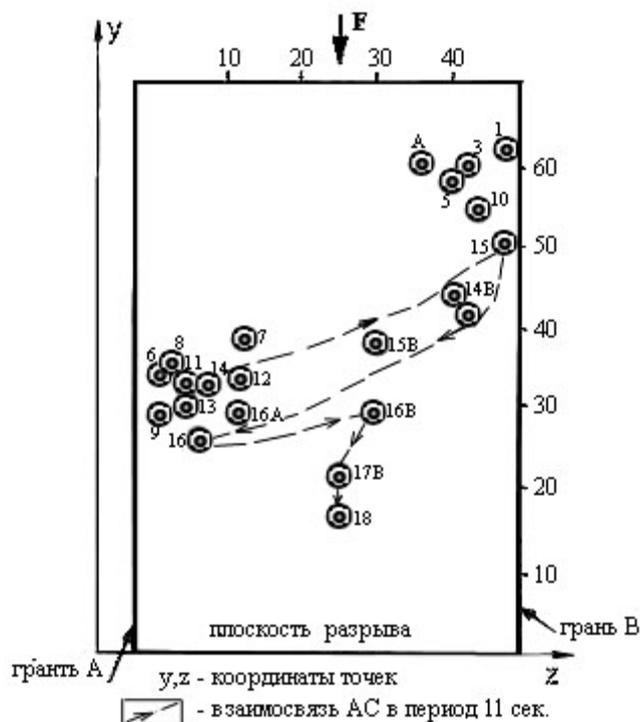


Рис.3 Расположение центров излучения АС в хронологическом порядке.

На открытых гранях образца (Рис.1) видно изменение хода трещины, вероятно, связанное с ростом  $\gamma$  и изменением градиента сдвига. Кластер, изначально, не является однородной средой, в нём происходит неоднородное разуплотнение материала за счет локального увеличения количества дефектов в зоне подготовки

разрыва. Возникает кривизна зоны за счет неравномерного расположения дефектов. Магистральная трещина объединяет дефекты. Как следствие наблюдается искривленный ход магистральной трещины от прямолинейного к параболе. Так как в процессе нагружения происходит изменение значения градиента сдвига, то возникает и смещение подвижных дефектов в структуре зоны подготовки разрыва.

Петлеобразный ход кривой градиента сдвига свидетельствует о переходе энергии упругих деформаций в тепловую энергию, сопровождающую неупругое состояние деформированного материала в зоне. Явление нелинейности в поведении  $\Upsilon = F(\theta)$  связано с перестройкой материала горной породы и отражается на изменении величин  $\Upsilon$  и  $\theta$ .

### **Литература**

1. Лементуева Р.А., Бубнова Н.Я., Треусов А.В. Особенности динамики формирования магистральной трещины.//Физика Земли, 2014, №1, С 33-39.
2. Ребецкий Ю.Л., Лементуева Р.А., Дьяур Н.И., Михайлова А.В. Соподчиненность микроструктурных деформаций и хрупкого микроразрушения.//Докл.РАН. 2005. Т 403, №2. С 253-257.

The strainmeter data presented here indicate that the quiescence is characterized by the flatterining of the strainmeter curve  $\Upsilon$ , which indicates the transition of the energy of elastic deformations into thermal energy accompainyng the inelastic state of the deformed material of the zone.

# РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ ПЕЧЕНГСКОГО РАЙОНА

Лобанов К.В., Чичеров М.В., Чижова И.А., Плотинская О.Ю.,  
Горностаева Т.А., Шаров Н.В.

Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва  
[lobanov@igem.ru](mailto:lobanov@igem.ru)

На основе корреляции геологических и металлогенических данных по смежным территориям России, Финляндии и Норвегии: районом бурения скважины СГ-3 является Печенгский рудный район как обособленный сегмент Печенга-Имандра-Варзугской зоны карелид с особым сочетанием тектонических структур, ассоциаций горных пород и рудных месторождений (Лобанов и др., 2010). На северо-востоке он ограничен Титовско-Амбарной (Воронье-Колмозерской), на юго-востоке – Лицко-Арагубской, на северо-западе - Инари-Киркенесской зоной разломов и на юго-западе - еще слабо изученной системой разломов северо-западного простирания. Архейский фундамент района включает фрагменты Норвежско-Кольского блока и блока Инари, а его протерозойские структурные элементы представлены Печенгской структурой и ее продолжением поясом Пасвик-Полмас, Лицко-Арагубской цепочкой гранитоидных массивов и массивом Вайноспаа, а также многочисленными разломами, разделяющими архейский фундамент на тектонические блоки более высокого порядка (рис. 1).

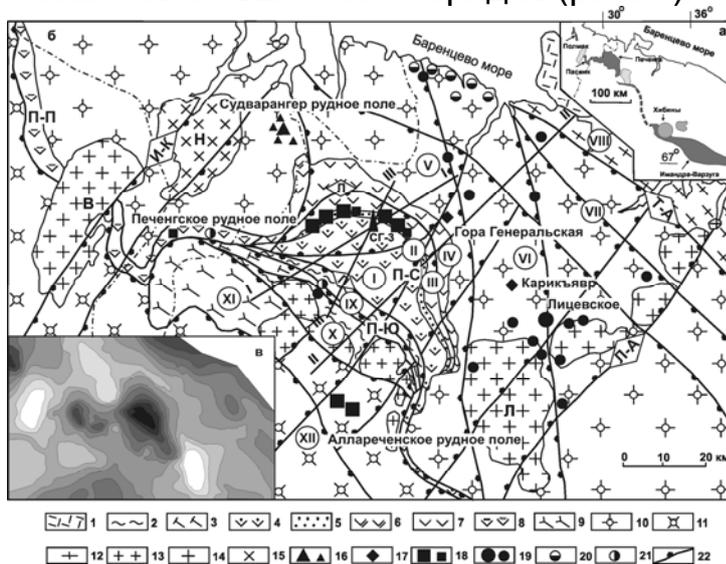


Рис. 1. Схема регионального размещения (а) геологического строения (б), гравитационного поля (в) в Печенгском рудном районе (Казанский и др, 1994).

1 - позднепротерозойские отложения;  
2-7 - ранний протерозой: 2,3 – южнопеченгская серия: 2 - метавулканогенные и метаосадочные породы, 3 – метаандезиты; 4-7 - северопеченгская серия: 4 - metabазальты свиты пильгуйярви, 5 - метаосадочная Продуктивная толща, 6 – metabазальты свиты колосйоки, 7 - метаандезиты свит куэтсарви, ахмалаhti; 8 - северопеченгская и южнопеченгская серии нерасчлененные; 9 - сланцы тундровой серии; 10-12 - архей: 10 - гнейсы, граниты

Кольско-Норвежского блока, 11 - гнейсы блока Инари, 12 – гнейсы Мурманского блока; 13-15 - раннепротерозойские гранитоиды: 13 - поздние интрузивные (лицко-арагубский комплекс), В - Вайноспаа, Л - Лицкий; 14 - реоморфические; 15 - ранние интрузивные, Н - Нейден; 16-21 - рудные месторождения и рудопроявления: 16 - Fe, 17 - ЭПГ, 18 - Cu-Ni, 19 - U, 20 - Pb-Zn, 21 – Au; 22 – зоны разломов (буквы и цифры в ромбах): Т-А - Титовско-Амбарная, Л-А - Лицко-Арагубская, И-К - Инари-Киркенесская, П-И - Печенга-Имандра, Л - Лучломпольский, П - Порьыташский); П-С - Северное крыло, П-Ю - Южное крыло Печенгской структуры, П-П - пояс Пасвик-Полмас. Цифры в кружках - формализованные тектонические блоки. I-I - расчетный профиль, проходящий через СГ-3, II-II – опорный профиль на поверхности через Печенгский район, III-III - сейсмический профиль КОЛА ОГТ-92.

В пределах этих границ в Печенгском районе находятся архейские месторождения Fe кварцитов Судварангера, протерозойские проявления Pt и Cu-Ni минерализации (Гора Генеральская, Карик), Cu-Ni месторождения Печенгского и Аллареченского рудных полей, разнотипные месторождения и рудопроявления радиоактивных руд (Лицевское месторождение) и гидротермальные Pb-Zn жилы более молодого возраста.

В ИГЕМ было выполнено специализированное картирование площади Печенгского рудного района и отобраны представительные образцы пород и руд, которые были изучены теми же методами, что и керн СГ-3. Детально был охарактеризован 120-километровый наземный профиль проходящий от хребта Мустатунтури через СГ-3 до Аллареченского рудного поля. Были сформулированы геологические ограничения объемной модели Печенгского района, вытекающие из изучения поверхности и скважины. Но их оказалось недостаточно для градуировки модели по вертикали. Решение было найдено путем формализации и корреляции разреза скважины и опорного профиля по плотности пород и объемной анизотропии скоростей продольных волн. Первый параметр отражает первичный состав докембрийских пород в связи с изохимическим характером протерозойского метаморфизма, второй параметр – интенсивность тектонических деформаций синхронных метаморфизму. Итоговые расчеты были выполнены в лаборатории компьютерных технологий ВНИИгеосистем и включали сопоставление расчетных и наблюдаемых гравиметрических профилей с использованием компьютерных технологий (Казанский и др., 1994; Лобанов и др., 2010).

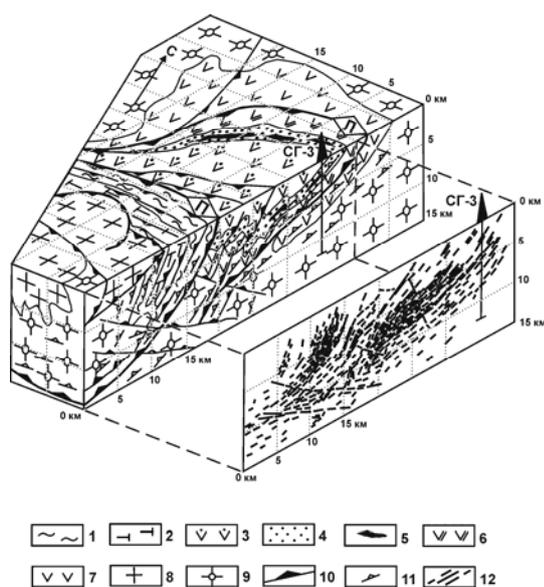


Рис. 2. Фрагмент объемной геологической модели Печенгского рудного района в сопоставлении с сейсмическим разрезом по профилю КОЛА ОГТ-92 (Казанский и др., 2002).

1-2 - Южное крыло Печенгской структуры, южнопеченгская серия: 1 – metabазальты и сланцы, 2 - метаандезиты; 3-6 - Северное крыло Печенгской структуры, северопеченгская серия: 3 - метавулканы свиты пильгуярви, 4 - метаосадочные породы продуктивной толщи, 5 - никеленосные габбро-верлитовые интрузии, 6 - метавулканогенные и метаосадочные породы свиты коласйоки, 7 - метавулканогенные и метаосадочные породы свит куэтьсарви и алмалахти, 8 - протерозойские реоморфические гранитоиды; 9 - архейская кольская серия, 10 – разломы (цифры в кружках: 1 - Порьиташский, 2 – Луоттнинский, 3 – Лучломпольский), 11 - рассланцеванные породы, 12 - наклонные отражающие площадки

Разработанная интегральная объемная геодинамическая модель описывает геологическое строение Печенгского рудного района до глубины 15 км (рис. 2). Модель характеризует северное крыло Печенгской структуры как фрагмент вулканической кальдеры, осложненной согласными зонами рассланцевания, а ее южное крыло - как комбинацию чешуйчатой моноклинали с гранитными куполами. Предполагается, что вулканы северного и более молодого южного крыльев заполнили вулканотектонические депрессии, сопряженные с системой разломов северо-западного простирания. В северном крыле вулканизм завершился внедрением в продуктивную толщу никеленосных габбро-верлитов. В новой интерпретации эти интрузии трактуются как субгоризонтальные силы, которые позднее были тектонически нарушены, рассланцеваны и метаморфизованы, что повлекло за собой накопление более богатых руд в зонах рассланцевания и брекчирования (Казанский и др., 1994; Lobanov, 2012).

С помощью гравитационного моделирования предполагалось выявить под Печенгской структурой подводящие каналы для никеленосных габбро-верлитовых силлов и расшифровать структуру архейского фундамента. Однако эта попытка не увенчалась успехом.

Рудообразующие системы Печенгского рудного района включают известные медно-никелевые месторождения и рудопроявления МПГ, урана, золота, свинца и цинка. Они составляют 4 разнотипные системы: PGE – плутоногенную; Cu-Ni вулкано-плутоногенную; U и Au - флюидно-метасоматические, сформировавшиеся в различных геотектонических условиях карельского и свекофеннского циклов и гидротермальную Pb-Zn рифейского цикла.

Результаты детальных сейсмических исследований Печенгского района позволили построить сейсмотомографический разрез Балтийский щит – шельфовая плита Баренцева моря (Казанский и др., 2002; Лобанов и др., 2010). При его построении в базу данных были включены 4200 лучей P-волн и 2300 лучей S-волн.

Судя по разрезам  $V_p$  и  $V_s$  на глубине 18-28 км земная кора в наземном и морском частях разреза делится на верхнюю «гетерогенную» и нижнюю – «гомогенную» части, т.е. континентальная кора Балтийского щита распространяется в пределы шельфа Баренцева моря. Путем интерпретации данных МОВЗ и ГСЗ выявлен подъем раздела Мохо под Печенгским районом, который вероятно отражает положение реликтового мантийного плюма. Особого внимания заслуживает

субгоризонтальный ореол с максимальными значениями  $V_p/V_s$  1,80-1,90, расположенный на глубине 20-25 км в промежутке между никеленосной Печенгской структурой и предполагаемым мантийным плюмом. Не исключено, что этому ореолу соответствует некогда существовавший промежуточный магматический очаг.

Результаты исследований суммированы на геолого-геофизическом разрезе Балтийский щит – шельф Баренцева моря (рис. 3). Именно на этом разрезе показано, что мелкие свинцово-цинковые жилы Печенгского побережья занимают принципиально иную – нежели медно-никелевые месторождения – геофизическую

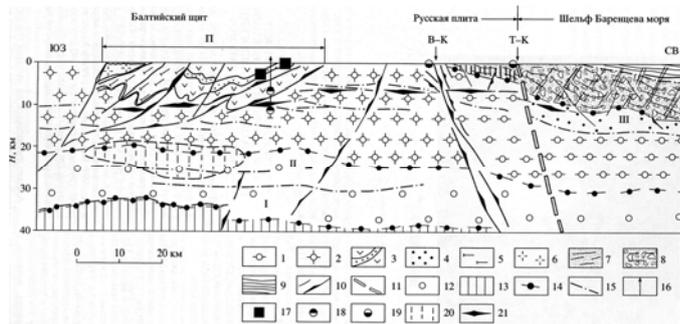


Рис. 3. Разрез переходной зоны Балтийский щит - шельф Баренцева моря (Казанский и др., 2002).

1-2 - архейский комплекс Балтийского щита и шельфа Баренцева моря: 1 - гранитоиды, мигматиты, (Мурманский блок), 2 - гнейсы, мигматиты, гранитоиды, (Кольско-Норвежский блок и блок Инари); 3-5 - раннепротерозойский осадочно-вулканогенный комплекс карелид: 3 - северопеченгская серия

(метавулканиды и продуктивная толща - точки), 4 - предполагаемый метаосадочный аналог северопеченгской серии; 5 - южнопеченгская серия; 6 - протерозойские гранитоиды; 7, 8 - нематаморфизованные рифейские отложения: 7 - чехол Русской плиты, 8 - основание шельфа Баренцева моря; 9 - палеозойские и мезозойские шельфовые отложения; 10 - разломы (В-К - Воронья-Колмозерская система); 11 - пограничный разлом Русской плиты – линеамент Троллфиорд-Рыбачий-Кильдин (Т-К); 12 - нижняя «гомогенная» кора; 13 - верхняя «гетерогенная» кора, мантия, 14 - сейсмогеологические границы первого порядка (I - мантия-кора, II - нижняя-верхняя кора, III - кристаллический фундамент - осадочные отложения); 15 - пологие сейсмические границы в коре; 16 – СГ-3; 17 - медно-никелевые месторождения; 18 - медно-цинковая минерализация; 19 - свинцово-цинковая минерализация; 20 - предполагаемый основной-ультраосновной промежуточный очаг; 21 - внутрикоровый волновод. П - Печенгская структура.

позицию. Эти низкотемпературные свинцово-цинковые жилы залегают в архейских гнейсах и приурочены к зоне крупнейших разломов на границе Балтийского щита и шельфа Баренцева моря, а именно к омоложенной Воронье-Колмозерской системе разломов и линеаменту Троллфиорд-Рыбачий-Кильдин, который считается северо-восточной границей Русской плиты. Предполагается, что гидротермальная полиметаллическая минерализация в пространстве и во времени ассоциируется с проявлениями мощного рифтогенеза, который предварял и сопровождал формирование шельфовой плиты Баренцева моря, когда Печенгский рудный район находился в режиме пассивной континентальной окраины и испытал глубокопроникающие расколы древней континентальной земной коры (Казанский и др., 2002).

*Работа выполнена при финансовой поддержке проектов Программы Президиума РАН «Арктика» и РФФИ (№ 14-05-00535).*

## Литература

1. Казанский В.И., Кузнецов О.Л., Кузнецов А.В., Лобанов К.В., Черемисина Е.Н. Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района: опыт изучения Кольской сверхглубокой скважины // Геол. руд. мес. 1994. 36(6), 500-519.
2. Казанский В.И., Исанина Э.В., Лобанов К.В., Предовский А.А., Шаров Н.В. Геолого-геофизическая позиция, сейсмогеологические границы и металлогения Печенгского рудного района // Геол. руд. мес. 2002. 44(4), 276-286.
3. Лобанов К.В., Казанский В.И., Кузнецов А.В., Жариков А.В. Интегральная геодинамическая модель Печенгского рудного района на основе корреляции геологических, петрологических и
4. петрофизических данных по Кольской сверхглубокой скважине и опорному профилю на поверхности // Современные проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. ИГЕМ РАН, Москва, 2010, С. 258-300.
5. Lobanov K.V. Mantle-crustal ore-forming systems of the Pechenga ore district Fennoscandian shield // Proceedings of 7 European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 2012, V. II, pp. 547-548.

### ORE-FORMING SYSTEMS OF THE PECHENGA DISTRICT

**Lobanov K.V., Chicherov M.V., Chizhova I.A., Plotinskaya O.Yu., Gornostaeva T.A., Sharov N.V.**

Institute of geology of ore deposits (IGEM) RAS, Moscow,

[lobanov@igem.ru](mailto:lobanov@igem.ru)

## ГЕРАКЛИТЫ – ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИНОСТИ ПРОЦЕССОВ ПОСТУПЛЕНИЯ ПАЛЕОФЛЮИДОВ МИОЦЕНА В ЮГО – ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПАРАТЕТИСА (ЮГО – ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)

<sup>1</sup>Лысенко В.И., <sup>2</sup>Цельмович В.А.

<sup>1</sup> Филиал МГУ в г. Севастополь [Niagara\\_sev@mail.ru](mailto:Niagara_sev@mail.ru)

<sup>2</sup>ГО «Борок» ИФЗ РАН

Гераклиты - это обломочный материал «аутигенных» карбонатных палеопостроек метанотрофных архей, образованных около центров палеодегазации на дне Юго – восточной части Паратетиса в миоцене [3]. Они почти не отличаются от современных «аутигенных» карбонатных построек и характеризуются особой внешней морфологией, цветовой окраской, высокой микро и макропористостью, минералогией, структурой, текстурой, геохимией, присутствием скелетных останков микро- и макрофауны, газонасыщенностью, пропиткой нефтепродуктами и особыми условиями нахождения в геологическом разрезе [3].

Целью наших исследований являлось изучение геохимии и минералогии акцессорных микропримесей в гераклитах. При этом решались задачи установления генетического родства гераклитов с современными карбонатными новообразованиями, а также природы глубинности процессов палеодегазации, которые являлась поставщиком материала для строительства гераклитов.

Для исследования акцессорных микропримесей в карбонатном материале гераклитов, их образцы различного цвета и морфологии растворяли в уксусной и азотной кислотах. Нерастворимый осадок после промывки и просушки был изучен при помощи сканирующего электронного микроскопа “Tescan VegaII” с приставкой для ЭДС “Drycool”.

Геохимический анализ гераклитов выполнялся по стандартной методике на стандартный спектр элементов в лаборатории ИГГ УрО РАН на масс – спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ELAN – 9000 фирмы Perkin Elmer).

Основным источником информации, о природе углеводородных флюидов являются результаты изучения микрокристаллической фракции нерастворимого остатка гераклитов в кислотах. Пробы имеют полиминеральный состав и представлены углеводородистым веществом, аутигенным кварцем, терригенным материалом экзогенных процессов и акцессориями нано- и микрокристаллами,

сопровождающие глубинные флюиды. С углеродистым веществом связана окраска гераклитов и в его состав входят лёгкая нефть, высокомолекулярные смолы и асфальтины и сингенетическое рассеянное органическое вещество [3].

В кислотном остатке присутствуют микрокристаллы и наночастицы, имеющие сложный полиминеральный состав. Они представлены силикатами, фосфатами, сульфатами, хлоридами, карбонатами, сульфидами, окислами, самородными металлами, интерметаллидами и возможно карбидами.

Силикаты в пробе обычно имеют микро- и нанокристаллическую угловатую форму и по нашему предположению являются зародышами кристаллов, образованных на больших глубинах [2]. Большая их часть представлена пироксенами, амфиболами, циркона, хлористого апатита и цериевого монацита.

В исследуемом материале установлено значительное количество минералов сложных и простых окислов: ильменита, магнетита, цинкита, волконскоита, бисмита и массикота.

В нерастворимом кислотном остатке встречаются в большом количестве выделения самородного никеля, железа и меди, а также отмечаются редкие находки цинка, висмута, серебра, олова, марганца, алюминия, вольфрама и платины. Самородный никель имеет пластинчато-удлиненную форму, реже - сростки чешуек угловатой формы. В нем отмечается примесь Fe, Mg и Cu. Для выделений железа характерны пластинчатые стружкообразные удлиненные формы со штриховкой под некоторым углом к удлиной оси. Сростки дендридов меди имеют удлиненную угловатую форму. Часто наноформы Ni, Fe и Cu по отдельности переполняют точки куски углеродистых матриц. Обнаружено угловатое зерно платины с резкими извилистыми границами. Плоское включение висмута было найдено в углеродистой матрице. Выделения цинка характеризуются плоской удлиненной угловатой формой со следами штриховки, а находки олова и марганца имеют ксеноморфно пластическую форму. Серебро представлено пленочной формой с резкими границами. Алюминий имеет вытянутую бочкообразную форму и характеризуется примесями Cu, Fe и Mg.

Особый интерес вызывают находки в материале проб гераклитов интерметаллидов: меди и цинка (природная латунь); титана и железа; железа и хрома; цинка и алюминия; цинка и железа; никеля и меди, а также более сложных соединений: вольфрама, кобальта и меди; железа, меди, кобальта и вольфрама; цинка, марганца и алюминия.

При изучении шлифов гераклитов на электронном микроскопе хорошо заметно, что микровключения самородных металлов и интерметаллидов приурочены к участкам обогащенных черным углеродистым веществом.

В первых наших публикациях о гераклитах [2, 3], мы отмечали, что для них характерны повышенные содержания Cu, Zn, Ag, B, Br, P, Zr и Ti по сравнению с вмещающими известняками. Такой спектр элементов объясняется их полигенным составом [3]. Анализ ICP-MS одного образца гераклитов подтвердил, что они характеризуются аномальным составом геохимической ассоциации халько-, сидеро-, и литофильных и редкоземельных элементов. Халькофильные элементы включают в себя: Co (4,635 г/т), Cu (3,449 г/т), Pb (2,780 г/т), Mo (1,440 г/т), Zn (1,045 г/т), As (0,709 г/т), Ag (0,207 г/т). Атомы с большим радиусом являются индикаторами глубинной природы палеофлюидов и представлены следующей группой: Sr (620,118 г/т), Ba (84,399 г/т), Ti (42,259), Ni (32,662 г/т), Cr (4,475 г/т), Zr (2,999 г/т), Y (2,126 г/т), Rb (2,586 г/т), V (1,480 г/т) и Se (0,668 г/т). Кроме этого в гераклитах отмечаются повышенные концентрации лантаноидов: Ce (3,269 г/т), La (2,048 г/т), Nd (1,706 г/т), Pr (0,427 г/т), Gd (0,446 г/т), Dy (0,35 г/т). Изучение минералогического состава микропримесей и результаты анализов ICP-MS гераклитов подтвердили, что их образование происходило около зон глубиной дегазации, контролируемых тектоникой. Данные газового состава [3] в гераклитах, наличие в них нефтепродуктов [3] и повышенных содержаний геохимических элементов, позволяют предположить, что палеодегазация миоцена имела гетерогенный характер и в её палеофлюиды входили неорганические и углеводородные газы [3], а также гидротермальный раствор с тяжелыми углеводородами. Образование палеофлюидов, по предположению некоторых исследователей, происходило на границе ядра и мантии [1]. Проходя

через литосферу, они изменяли свой температурный режим и состав. Переносчиками металлов и интерметаллидов являлись тяжёлые углеводороды, а возможно металлоорганические соединения. Глубинный материал палеофлюидов вовлекался микроорганизмами в сложный биохимический процесс, в результате которого образовались карбонатные палеопостройки. Поэтому можно сказать, что гераклиты являются памятником процессам активной дегазации и индикатором глубинности палеофлюидов миоцена в восточной части Паратетиса

*Работа выполнена при финансовой поддержке - проект 13-05-00348а*

### **Литература**

1. Летников Ф.А., Заечковский Н.А., Летникова А.Ф. К вопросу о геохимической специализации глубинных высокоуглеродистых систем // ДАН России. 2010. Т.433. №3. С.374 – 377.
2. Лукин А.Е., Лысенко В.И., Лысенко Н.И., Наумко И. О происхождении гераклитов // Геолог Украины. 2006. №3. С.23-39.
3. Лысенко В. И. Гераклиты – карбонатные образования газовых источников и грязевых вулканов миоцена // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2008. №2. С. 85-89.

HERACLITUS - DEPTH INDICATOR ADMISSIONS PROCESS  
PALEOFLUIDS MIOCENE IN SOUTH - EASTERN PART OF  
PARATETHYS (SOUTH - WESTERN CRIMEA)

<sup>1</sup>**Lysenko V.I.**, <sup>2</sup>**Tselmovich V.A.**

<sup>1</sup>Moscow State University Sevastopol branch, Sevastopol

<sup>2</sup>GO "Borok" IPE RAS

Findings of native metals and intermetallic compounds in Heraclitus and analysis ICP - MS paleofluids prove the depth of their formation. Abnormal content of chemical elements point to the heterogeneous composition of paleofluids. They consist of inorganic and hydrocarbon gases and hydrothermal solution with heavy hydrocarbons. Paleofluids are the building blocks for microbial communities to build organic matter and carbonate.

## ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ СИДЕРОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ТОНКОЗЕРНИСТОЙ ФРАКЦИИ УГЛИСТЫХ ХОНДРИТОВ

**Люль А.Ю., Лаврентьева З.А.**

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского (ГЕОХИ РАН), Москва, [ajull@mail.ru](mailto:ajull@mail.ru)

Одним из основных компонентов углистых хондритов является тонкозернистое вещество (матрица), заполняющее пространство между отдельными изолированными зернами минералов, хондрами и разнообразными включениями. Показано [Buseck, 1993], что минералы матрицы хондритов являются чувствительными индикаторами вторичных процессов, протекавших в родительских телах метеоритов. Для оценки степени влияния этих процессов на химический состав хондритов, получены данные по содержанию сидерофильных элементов в тонкозернистой (<45 мкм) фракции углистых хондритов различных химических групп.

**Методика эксперимента.** Тонкозернистая фракция хондритов (<45 мкм) выделялась путем многократного измельчения немагнитной пробы хондритов, отбора хондр, индивидуальных зерен минералов и включений, отмучивания и рассеивания на ситах разных размеров. Содержание сидерофильных элементов в выделенных пробах хондритов (метод ИНАА) и имеющиеся литературные данные по составу матрицы хондритов приведены в таблице.

**Таблица.** Содержание сидерофильных элементов в тонкозернистой фракции углистых хондритов (микроэлементы в мкг/г).

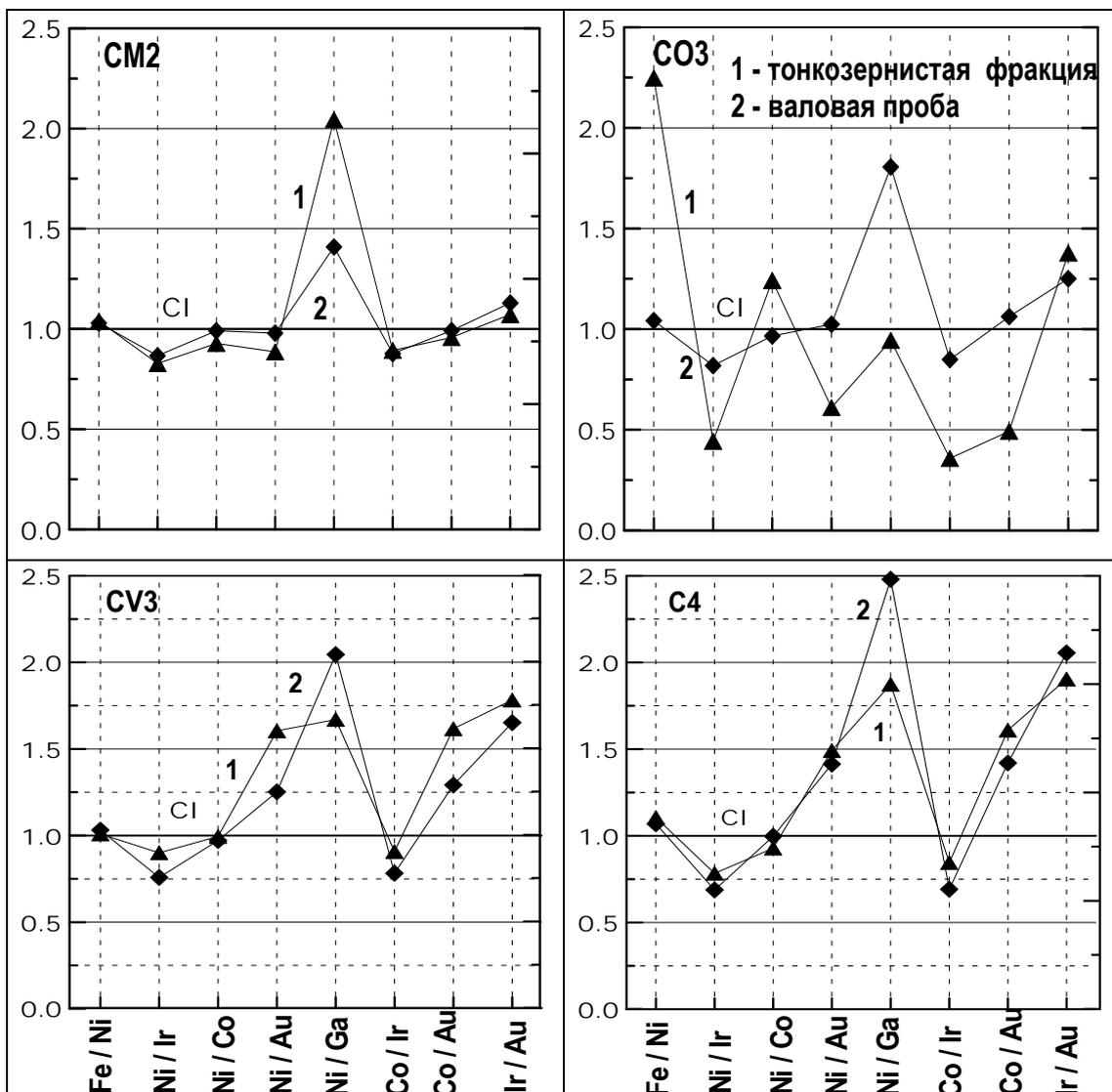
	Mighei CM2	Kainsaz CO3	Allende CV3	Coolidge C4
Fe, %	22.1 (24.2*)	26.0 (25.3*)	26.6 (27.1*)	25.4
Ni, %	1,25 (1.76*)	0.68 (0.25*)	1.55 (1.72**)	1.33
Ir	0.65	0.66	0.74 (0.62**)	0.73
Co	640	260	740 (730**)	680
Au	0.19	0.15	0.13 (0.14**)	0.12
Ga	5.6	6.7	8.5 (6.0**)	6.4

\* - данные [Li, 2000]; \*\* - данные [Rubin & Wasson, 1987]

**Результаты.** Из-за отсутствия значительных расхождений между полученными и литературными данными (см. табл.) следует, что

матрица является основным компонентом выделенной фракции хондритов.

Особенностью состава углистых хондритов является высокое содержание матрицы, содержащей значительные количества водных силикатов. Ее количество изменяется в последовательности (об. %): 99(CI) – 70(CM2) – 40(CV3) – 34(CO3) - 30 (C4) [Brearley, 1998; Kallemeyn, 1995]. Изменение содержания элементов в этой же последовательности наблюдается только для Ir и Au -элементов с сильными сидерофильными свойствами, При переходе от CM2 к C4 хондритам величина отношения Ir/Au изменяется от 1.1 до 1.9 и величина отношения Ni/Au и Co/Au значительно выше в хондритах CV3 и C4 при практически постоянном отношении Ni/Co.



**Рис.** Нормированные к CI отношения сидерофильных элементов в тонкозернистой фракции и валовых пробах углистых хондритов разных химических групп.

Для уточнения процессов, влияющих на химический состав отдельных компонентов метеоритов, проведено сопоставление отношений содержаний сидерофильных элементов в тонкозернистой фракции и валовой пробе хондритов соответствующих групп. Как следует из данных, представленных на рис., наибольшие различия в трендах фракционирования элементов в этих образцах наблюдаются в хондрите Каинсаз CO3, являющимся одним из самых слабоизмененных метеоритов этой группы. Различие в степени фракционирования элементов обусловлено низким содержанием Ni и (Co) в тонкозернистой фракции хондрита, что согласуется с данными микрозондового анализа матрицы данного метеорита (см. табл.). Однако, в целом, вариации отношения элементов в этой фракции и валовой пробе хондрита различаются только в величине с сохранением общих тенденций в трендах межэлементного фракционирования.

Из общих трендов межэлементного фракционирования в тонкозернистой фракции и валовых пробах углистых хондритов разных химических групп можно отметить соответствие (за исключением хондрита Каинсаз) отношений Fe/Ni, Ni/Co и Ni/Au космическому, свидетельствующее об отсутствии фракционирования между этими элементами в процессе термального и низкотемпературного гидротермального метаморфизма вещества хондритов. Возможно Ni, Co и Au в тонкозернистой фракции углистых хондритов входят в один компонент - общий для всех метеоритов. Для хондритов всех групп характерно обеднение элементов умеренной летучести относительно труднолетучего Ir и степень этого обеднения возрастает при переходе от неравновесных к более равновесным хондритам. Кроме того, наблюдается увеличение степени фракционирования между элементами Co-Au и Ir-Au с возрастанием интенсивности термального и уменьшением низкотемпературного гидротермального метаморфизма. Также для углистых хондритов всех химических групп характерно обеднение легко летучим Ga относительно умеренно летучих Ni и Au.

Можно также отметить увеличение степени межэлементного фракционирования с возрастанием степени термального метаморфизма и уменьшением содержания матрицы в хондритах т.е. при переходе от CM2 хондритам к C4. Причем, преобладающим процессом, способствующим фракционированию сидерофильных элементов в углистых хондритах, является термальный метаморфизм. Подобие трендов межэлементного фракционирования в веществе хондритов CV3 и C4 может быть частично обусловлено и водными процессами, так как Allende

принадлежит к окисленной подгруппе хондритов CV3, а вещество хондрита-находки Coolidge C4 сильно окислено в земных условиях.

**Заключение.** Анализ полученных данных по содержанию сидерофильных элементов в тонкозернистой фракции углистых хондритов разных химических групп выявил подобие межэлементных соотношений в тонкозернистых фракциях и валовых пробах хондритов. Следовательно, химический состав матрицы углистых хондритов не был существенно изменен вторичными процессами в их родительских телах.

### **Литература**

1. Buseck P.R., Hual X. Matrices of carbonaceous chondrite meteorites // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1993. V.21. P. 255-305.
2. Li J.-H. *In: A Compendium of geochemistry: From solar nebula to the human brain.* Princeton University Press. 2000. 440 P.
3. Rubin A., Wasson J.T. Chondrules, matrix and coarse-grained chondrule rims in the Allende meteorite: Origin, interrelationships and possible precursor components // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1987. V. 51. P. 1923-1931.
4. Brearley A.J., Jones R.H. Chondritic meteorites // *Rev. Mineral.* 1998. V. 36, P. 313–398.
5. Kallemeyn G.W., Rubin A.E. Coolidge and Loongana 001: A new carbonaceous chondrite grouplet // *Meteoritics.* 1995. V. 30. P. 20-27.
6. Wasson J.T., Kallemeyn G.W., Composition of chondrites // *Phil. Trans. R. Soc. London.* 1988. A325 (N 1587). P. 535-544.

### SIDEROPHILE ELEMENT FRACTIONATIONS IN THE FINE-GRAINED FRACTIONS OF CARBONACEOUS CHONDRITES

**Lyul A.Yu., Lavrentjeva Z.A.**

V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHI) RAS, Moscow, Russia, [ajull@mail.ru](mailto:ajull@mail.ru)

Analysis of the siderophile element fractionation trends in fine-grained fraction of carbonaceous chondrites revealed that the primary chemical composition of these chondrites was not significantly altered by secondary processes in their parent bodies.

## СЕРЕБРО В ПОРОДАХ РЫБИНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

<sup>1</sup>Люхин А.М., <sup>2</sup>Цельмович В.А., <sup>3</sup>Губарь А.А., <sup>4</sup>Цветнов А.А.

<sup>1</sup>ГУП МО «МОБТИ», [lyuhin@yandex.ru](mailto:lyuhin@yandex.ru);

<sup>2</sup>ГО «Борок», филиал ИФЗ РАН, Борок, [tselm@mail.ru](mailto:tselm@mail.ru)

<sup>3</sup>Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, [parkag@yandex.ru](mailto:parkag@yandex.ru)

<sup>4</sup>ООО «Аталан», Москва, [atsvetnov@atalan.net](mailto:atsvetnov@atalan.net)

Северо-западная часть Рыбинского водохранилища, является интересным природным объектом, где, наряду с самой котловиной, наблюдается около двух десятков кольцевых структур диаметром от 0,5 до 5 км, выраженных в современном рельефе в виде круглых и эллипсовидных озер, дуговых заливов и кольцевых раздувов затопленных речных долин (Рис. 1).

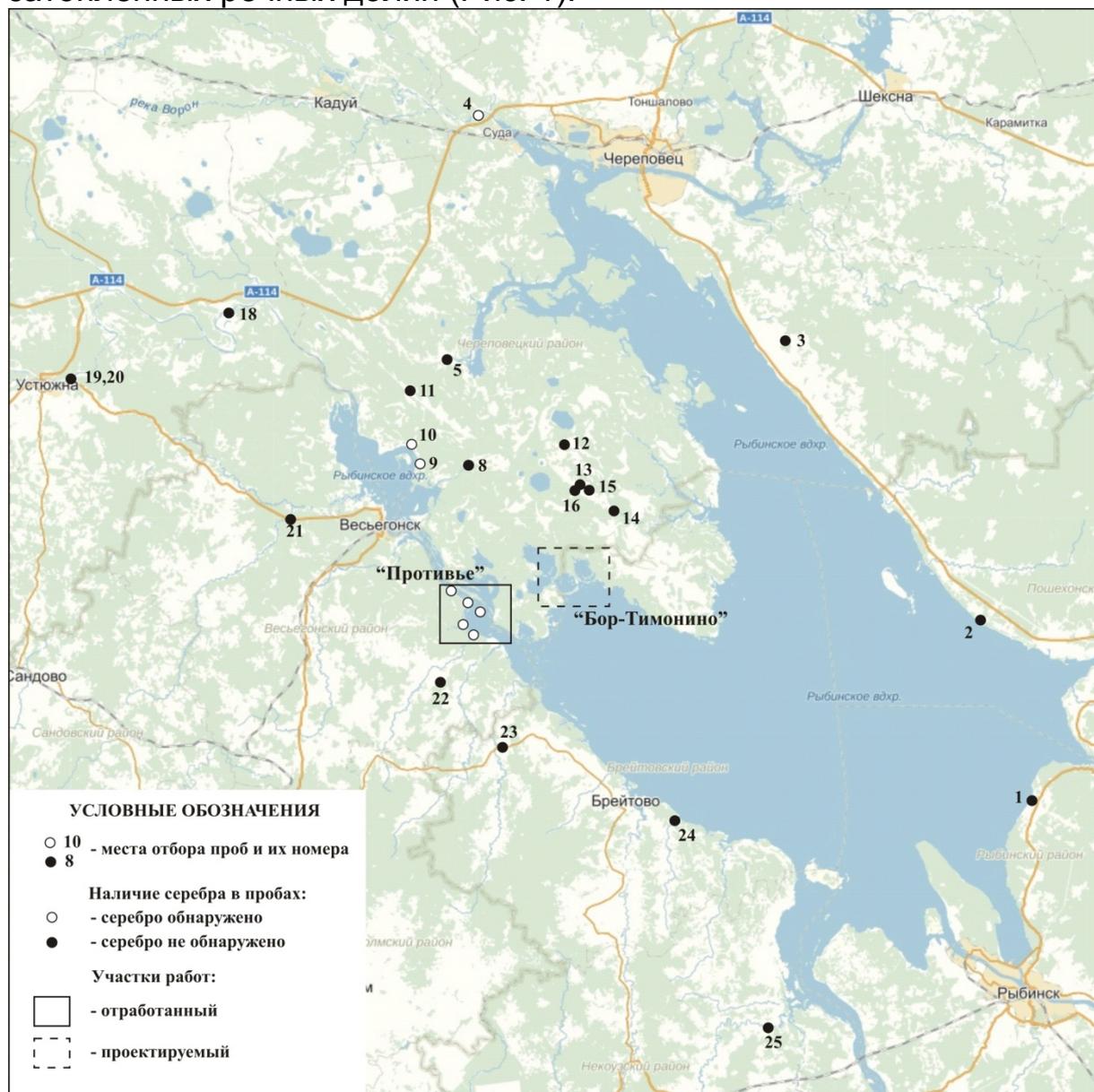


Рис. 1. Схема опробования и расположения участков работ на территории Рыбинского водохранилища.

Авторами было высказано предположение, что эти кольцевые структуры образовались в результате наклонного столкновения с Землей крупного астероида, распавшегося на отдельные фрагменты, вследствие аэродинамического разрушения в атмосфере. Для проверки этой гипотезы в мае 2015 года было проведено полевое изучение и опробование одной из таких кольцевых структур на участке «Противье» (Рис.1) и микрозондовые исследования микрочастиц, прежде всего магнитных с целью выявления следов ударного взаимодействия и микрочастиц ударника во вмещающих породах.

Пробы отбирались с борта структуры, недалеко от уреза воды, непосредственно из подпочвенного слоя. Материал во всех отобранных пробах был однотипен и представлял собой серовато-желтый мелкозернистый песок. Объем пробы составлял около 6 литров. Обогащение проб проводилось шлиховым способом (до серого шлиха), в тазике с 2-мя Nd магнитами с усилием отрыва 100 кг каждый, чтобы случайно не смыть магнитные минералы тяжелой фракции. Анализ проб проведен в ГО «Борок» ИФЗ РАН с помощью СЭМ «Тескан Вега II» с приставкой для ЭДС.

Лабораторные исследования показали, что ассоциация минералов тяжелой фракции однообразна и типична для всех изученных проб (ильменит, титаномагнетит, магнетит и другие оксиды и гидроксиды Fe, часто циркон и реже монацит). Минералы хорошо сортированы по размеру и окатаны, что свидетельствует об их длительной терригенной обработке до осаждения и

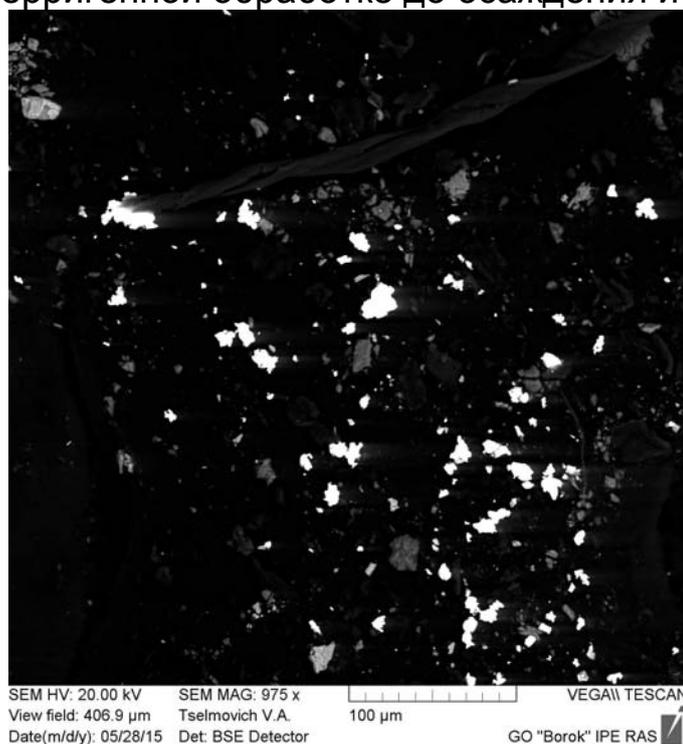


Рис. 2. Самородное серебро в одной из проб.

соответствует прибрежно-морскому генезису исходной породы, за одним важным исключением. Во всех пробах были обнаружены микро-наноразмерные зерна самородного Ag (Рис. 2). Оно представлено по большей части неокатанными чешуйками разнообразной формы с острыми краями, часто уплощенными, что свидетельствует об их незначительном переносе, так как серебро – ковкий минерал. Но встречаются и оплавленные (!) изометричные зерна. Размер зерен от 0,2 до 25 мкм, с преобладающим размером около 10 мкм. По морфологическим характеристикам (размеры, форма, окатанность) зерна Ag диссоциируют с другими минералами.

В результате анализа имеющейся информации было выделено 4 основные версии появления Ag на этой территории: сингенетическая, аллювиальная, флювиогляциальная и импактная.

Для выявления причин и источника появления аномальных концентраций самородного Ag в осадочных породах Рыбинского водохранилища в июле 2015 года были проведено дополнительное опробование территории (Рис. 1).

Всего было отобрано и проанализировано 25 проб из разных типов рыхлых отложений: современный аллювий (1,2,4,5,18,20,25), морена (11,14,23), условно-коренные рыхлые породы (остальные).

Предварительные результаты проведенных работ позволяют сделать заключение о том, что региональной зараженности территории самородным Ag нет. Оно не зафиксировано ни в аллювии р. Молога, ни в морене, ни в других типах четвертичных рыхлых пород – песках, суглинках глинах. Ag обнаружено в 3-х пробах: в двух пробах (№№ 9,10) обрамления кольцевого залива, тоже относящегося к изучаемым кольцевым структурам и в современной аллювии р. Суда (проба № 4), где его наличие можно увязать с выносом из бассейна его правого притока – р. Петух, где расположена большая группа округлых озер.

По мнению авторов, полученные данные пока не выявили предпочтительную версию происхождения Рыбинского вдхр. Характерных для импакта минеральных ассоциаций в пробах, содержащих Ag, обнаружено мало, в основном это фоновая космическая пыль в виде Mt шариков и изредка самородного Fe, что характерно для космической пыли [Грачев и др, 2008; Корчагин и др., 2010]. Отмечена привязка Ag к кольцевым структурам, которые можно пока условно считать ударными кратерами. Вызывает особый интерес и требует дальнейшего изучения наличие структур плавления в пробе 16 (1 км от круглого озера) и аномальное количество металлических сферул в пробе 22 (9 км от структуры).

Присутствие Ag в значимом количестве в мелкозернистой рыхлой осадочной породе, почти в центре Восточно-Европейской

платформы, где отсутствуют следы магматической и вулканической активности, является загадкой и представляет собой перспективную тему для изучения. На основании полученных результатов, можно сделать предположение о генетической связи присутствия самородного серебра во вмещающих породах с формированием кольцевых структур, что должно подтвердить намеченное на осень опробование 2-х крупных кольцевых структур на участке «Бор-Тимонино» (см. Рис.1) на территории Дарвинского заповедника.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 13-05-00348а*

## **Литература**

1. Грачев А. Ф., Корчагин О. А., Цельмович В. А., Коллманн Х. А. Космическая пыль и микрометеориты в переходном слое глин на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Восточные Альпы): морфология и химический состав // Физика Земли. 2008.№7.С. 42-57.
2. Корчагин О. А., Цельмович В. А., Поспелов И. И., Цяньтао Бянь. Космические магнетитовые микросферы и металлические частицы вблизи границы Пермь-Триас в точке глобального стратотипа границы (слой 27, Мэйшань, Китай) // ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК, 2010, том 432, № 2, с. 1–7.

## **NATIVE SILVER IN THE ROCKS OF THE RYBINSK RESERVOIR**

**<sup>1</sup>Lyukhin A., <sup>2</sup>Tselmovich V., <sup>3</sup>Gubar A., <sup>4</sup>Tsvetnov A.**

<sup>1</sup>GUP MO «МОБТИ», [lyuhin@yandex.ru](mailto:lyuhin@yandex.ru);

<sup>2</sup>GO "Borok" - branch IPE RAS, Borok, [tselm@mail.ru](mailto:tselm@mail.ru)

<sup>3</sup>IPE RAS, Moscow, [parkag@yandex.ru](mailto:parkag@yandex.ru)

<sup>4</sup>Atalan Co Ltd, Moscow, [atsvetnov@atalan.net](mailto:atsvetnov@atalan.net)

At the N-W of the Rybinsk reservoir, there are about 20 annular structures of 0.5 to 5 km in diameter, which are recently seen as ellipsoidal or circular lakes, arch-like bays, and ring-like floodplains. We detected fine particles of native Ag in the rim rock of a pair of such structures. We suggest to explain the presence of fine silver in the host rock with the genesis of these annular structures, which had been probably made by impact processes.

# ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ПОЛЕВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РУДОСОДЕРЖАЩИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Майбук З.-Ю.Я.

Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, [rim@ifz.ru](mailto:rim@ifz.ru)

В полиметаллических рудах существуют активные зоны, являющиеся источниками генерации мощного электромагнитного излучения в радиоволновом диапазоне частот (*ИРЭМИ*) при воздействии на рудное тело упругой волны (*УВ*) звукового диапазона [Соболев Г.А., Демин В.М., Майбук З.-Ю.Я., 1991].

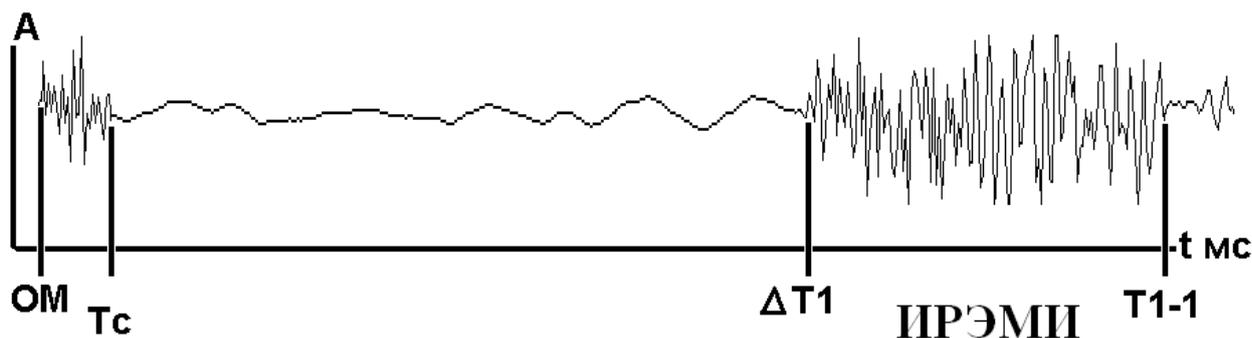


Рис. 1

Установлены свойства излучения, которые выделяют его из известных электромеханических полей в виде самостоятельного нелинейного механоэлектрического преобразования [Соболев Г.А., Демин В.М., Лось В.Ф., Майбук З.-Ю.Я., 1980].

Особенности данного преобразования позволяют сделать вывод о его триггерном механизме. Одним из возможных источников энергии могут быть аномально интенсивные электрохимические процессы, наблюдаемые в полиметаллических рудных телах.

Фронт *УВ* нарушает квазиустойчивое сложившееся электромеханическое состояние рудосодержащей среды. Освобождающая энергия в виде излучения *ИРЭМИ* может многократно превосходить энергию активации данного процесса. Отметим, что руды, на которых наблюдаются сигналы *ИРЭМИ*, обладают хорошо выраженными полупроводниковыми свойствами [Шуй Р.Т., 1979] и находятся в сложном электрическом состоянии, обусловленным воздействием источников естественных электрических процессов (*ЕП*) [Демин В. М., Майбук З.-Ю., 2004].

В зависимости от геологических условий залегания конкретного оруденения, напряженного состояния, минерального содержания и состава, объема свободной жидкости и других процессов форма сигналов и амплитудно-частотная характеристика *ИРЭМИ* позволяют идентифицировать рудные тела без вскрытия скважинами и горными выработками.

*ИРЭМИ* было изучено на жильных сфалерит-галенит-касситеритовых, галенит-сфалеритовых, кварц-пирит-халькопиритовых, кварц-арсенопиритово-сульфидных, кварц-касситеритово-сульфидных, столбо-образных сфалерит-галенитовых, редкоземельных, а также на тектонических разломах с полиметаллической минерализацией.

Частотный диапазон сигналов *ИРЭМИ* – 40 кГц – 6 МГц, напряженность поля ( $E$ ) в источниках до  $10^5 \div 10^6$  В/см. При перераспределении (восстановлении) механических напряжений (последствие) видны изменения в электрических и механических полях. Во вмещающих породах регистрировали электромагнитные (ЭМИ) сигналы в диапазоне 75÷280 кГц,  $E \leq 0.01$  мВ/м, а на рудоносных участках в диапазоне 0.1÷4 МГц ( $E \sim 12 \div 14$  В/м на свинцовых и оловянных рудах а на редкоземельных до  $E \sim 47$  В/м).

Отмечено, что при повторных возбуждениях УВ в одном и том же месте горной выработки количество импульсов и их времена вступления, (соответствующих одному и тому же рудному телу), изменяются (Рис 2 «А»).

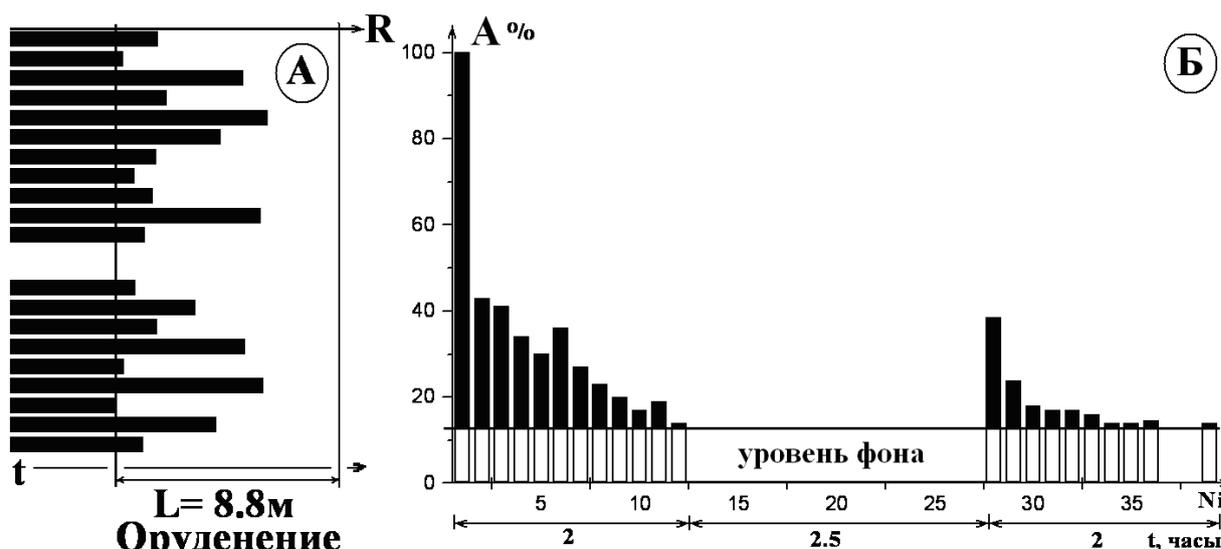


Рис. 2 («А», «Б»).

Расстояние в рудном интервале ( $L$ ) до вступлений электрических сигналов *ИРЭМИ* - ( $R$ ) рассчитывалось способом засечек:

$$R = v \cdot d_t$$

где  $v$  – скорость распространения упругих волн;  $d_t$  – время прохождения УВ от момента их возбуждения до момента вступления сигналов *ИРЭМИ* ( $T_1$  на рис.1).

Исследования на месторождениях разного типа показывают наличие связи *ИРЭМИ* с полупроводниковыми и электрическими свойствами гетерогенной среды, каковой представляется полиметаллическое оруденение. В оруденениях, находящихся в

условиях природного залегания в массиве горных пород, происходят электрохимические и механоэлектрические процессы, в результате которых в течение определенного времени устанавливается квазистабильное сложное, но устойчивое электрическое состояние. Известно, что поровая и свободная жидкость в рудах представляет собой сложные водные растворы электролитов, в которых происходят электрохимические окислительно-восстановительные реакции, образование естественных аномальных электрических и электростатических полей; меняется энергетическое состояние среды, в результате чего протекают сложные диссипативные процессы непосредственно в рудных зонах.

Процессы восстановления механоэлектрической энергии до максимального значения достаточно медленные (от первых часов до нескольких суток). Результаты исследований последовательных возбуждений одних и тех же рудных тел *УВ* одинаковой энергии показали резкое падение амплитуды *ИРЭМИ* после первого преобразования с последующим спадом в течение 6-8 циклов (с интервалом =10 минут) и полное отсутствие сигналов на фоне шумов при дальнейших возбуждениях (Рис. 2 «Б») [Майбук З.-Ю.Я., 2006].

На действующих рудниках взрывные работы и утечки электроэнергии приводят к потере потенциальной энергии (падение чувствительности механоэлектрического преобразования) а техногенные помехи затрудняют выделение полезных сигналов. Повторяющиеся частотные характеристики излучения *ИРЭМИ* на конкретном типе оруденения позволяют выбрать индивидуальный частотный диапазон измерений свободный от помех.

В лабораторных условиях опробован следующий возможный механизм данного преобразования: Распространяющийся в породе фронт *УВ* вызывает в участках горных пород и оруденений с пониженной прочностью или повышенными механическими напряжениями появление трещин, это сопровождается возникновением слабых электрических импульсов широкого частотного диапазона. Одновременно *УВ* вызывает поляризацию рудного тела за счет градиента деформации, а при наличии минералов - пьезоэлектриков и пьезоэлектрического эффекта. Под действием возникающего поляризующего поля в запорных слоях и барьерах образуются активные элементы, связанные в цепочки. Электрический импульс, возникший при образовании трещины, или в результате ее роста в межзерновой прослойке вызывает нарушение энергетического состояния участка рудного объекта и вызывает электромагнитное излучение (триггерный тип преобразования). Во вмещающих горных породах электрические

импульсы релаксируются без преобразований, так как отсутствуют условия накопления энергии.

Очевидно, что такие процессы весьма сложно наблюдать в лабораторных условиях. Образцы, вынутые из рудного природного тела, лишенные механических напряжений, поровых и свободных растворов, механоэлектрических, химических и других связей с объемом руд и вмещающих пород ведут себя достаточно пассивно, а эмиссия сигналов подобных *ИРЭМИ* (значительно меньших по амплитуде) наблюдалась только при повышении влажности, насыщения, создания напряженного состояния и и приложении внешнего бесконтактного электрического поля (поляризации).

### **Литература**

1. Соболев Г.А., Демин В.М., Майбук З.-Ю.Я. Радиоимпульсный метод поиска и разведки рудных полезных ископаемых. Физика горных пород при высоких давлениях. Москва. Наука, 1991.с. 200-209.
2. Демин В. М., Майбук З.-Ю. Я. Физические основы механоэлектрических преобразований в рудоносных структурах и рудных телах. //Исследования в области геофизики: К 75-летию Объединенного института физики Земли им. О.Ю. Шмидта. М.: ОИФЗ РАН, 2004. С. 202-216.
3. Шуй Р.Т. Полупроводниковые рудные минералы // Недра. Л.1979,280 С.
4. Майбук З.-Ю.Я. Триггерный механизм нелинейных механоэлектрических преобразований в орудененных разломах.// Изв. РАН. Сер. Физика Земли. 2006. № 10. С. 51-64.
5. Соболев Г.А., Демин В.М., Лось В.Ф., Майбук З.-Ю.Я. Механоэлектрическое излучение рудных тел // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 6. С. 1353-1355.

## **EXPERIMENTAL FIELD RESEARCHES OF ORE-BEARING ROCKS**

**Maibuk Ju. Ya.**

Institute of Physics of the Earth, RAS [rim@ifz.ru](mailto:rim@ifz.ru)

Pilot studies of nonlinear mechanoelectric transformations in ores are conducted. Change of the introduction of electromagnetic signals of high frequency is shown. Process of restoration of a power state in ores is investigated

## U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ПИЖЕМСКОГО ТИТАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ ТИМАН)

<sup>1</sup>Макеев А.Б., <sup>2,3</sup>Скублов С.Г., <sup>4</sup>Баянова Т.Б., <sup>3</sup>Красоткина А.О.

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, [abmakeev@igem.ru](mailto:abmakeev@igem.ru),

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, <sup>3</sup>Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург, [skublov@yandex.ru](mailto:skublov@yandex.ru),

<sup>4</sup>Геологический институт (ГИ) КолНЦ РАН, Апатиты, [tamara@geoksc.apatity.ru](mailto:tamara@geoksc.apatity.ru)

Титаноносные слои песчаников Пижемского месторождения слагают малоручейскую свиту, которая распространена локально (6×18 км) на севере Вольско-Вымской гряды (Средний Тиман) на площади примерно 90 км<sup>2</sup>, образуя Ичетьюскую депрессию. Отложения малоручейской свиты с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на метаморфических породах (глинистых сланцах) верхнего протерозоя (PR<sub>2</sub>). Перекрывается титаноносная толща аллювиально-дельтовыми мономинеральными кварцевыми стекольными песчаниками среднедевонского возраста (D<sub>2</sub>prz) и вулканогенно-осадочной толщей позднего девона (D<sub>3</sub>fr). Геологическое строение толщи и минералогические особенности титановых руд Пижемского месторождения близки Ярегскому месторождению Южного Тимана, но в отличие от последнего пижемские лейкоксен-кварцевые песчаники не содержат нефти, отличаются благоприятной гидрогеологией, а близповерхностное залегание позволит обрабатывать месторождение карьерным способом [Макеев и др., 2012]. В минеральном составе тяжелой фракции преобладает лейкоксен, содержание его в песчаниках варьирует в пределах 5–15%. Отсутствие руководящих окаменелостей не позволяет определить возраст титаноносной толщи, кроме как досреднедевонский. Наши Rb-Sr-изотопные данные определяют возраст малоручейской титаноносной толщи как позднерифейский 685 млн. лет [Чернышев и др., 2011].

Объектом настоящего исследования стали цирконы, выделенные из сборной 250 кг технологической пробы титановой руды средней сероцветной толщи (mг<sup>2</sup>), составленной из 170 керновых проб 21 скважины. В 35 зернах циркона из немагнитного лейкоксенового концентрата (фракция ПЖ-50) U-Pb возраст был определен локально (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ), для 7 зерен из других проб были получены определения возраста «классическим» методом (ГИ КолНЦ РАН). Размерность кристаллов циркона 60–270 мкм, половина из них изометричные, другие слабо удлинённые с Ку 1–3.

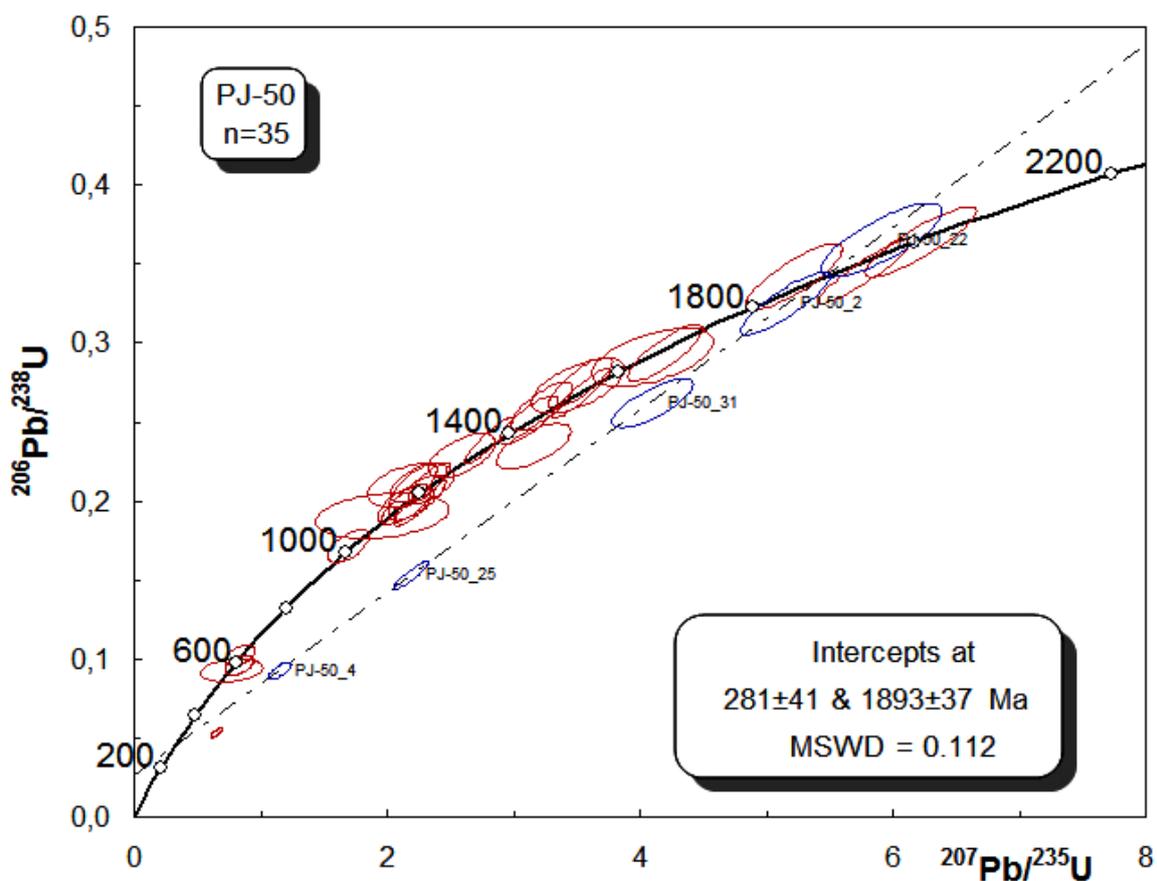


Рис. 1. U-Pb диаграмма с конкордией с результатами датирования (SHRIMP-II) циркона Пижемского Тi месторождения (проба ПЖ-50).

Цвет кристаллов: водяно-прозрачный, розовый, бледно-желтый. Изометричные кристаллы чаще водяно-прозрачные и бледно-желтые с плохо выраженной зональностью или без неё. Удлиненные кристаллы с яркой концентрической зональностью.

Цирконы из фракции ПЖ-50 показали значительный разброс значений U-Pb возраста – от 2740 до 570 млн. лет (рис. 1) с выраженными максимумами в интервалах 2000–1900, 1600, 1200, 900 и 600 млн. лет (рис. 2). Молодое значение возраста соответствует возрасту лампрофиров Четласского Камня [Макеев, Брянчанинова, 2009], что говорит о возможном вкладе лампрофиров в образование Пижемского месторождения. Широкий диапазон более древних значений возраста свидетельствует о поступлении циркона из пород фундамента. Пять зерен циркона расположены на дискордии со значением верхнего пересечения конкордии около 1900 млн. лет, что соответствует широко проявленному в северо-западном регионе свекофеннскому этапу. К этой возрастной отметке также тяготеют результаты, полученные «классическим» методом датирования единичных зерен циркона (рис. 3).

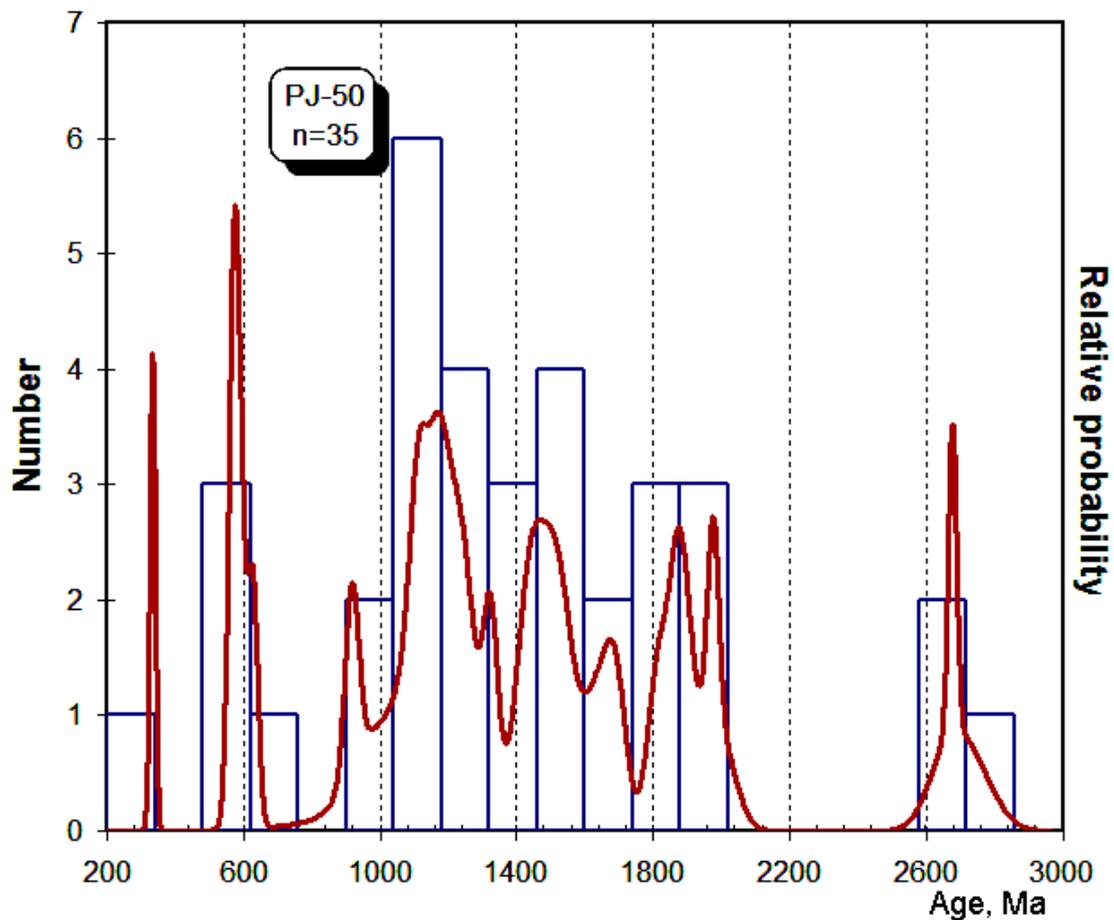


Рис. 2. Гистограмма распределения значений U-Pb-возраста цирконов Пижемского месторождения (проба ПЖ-50).

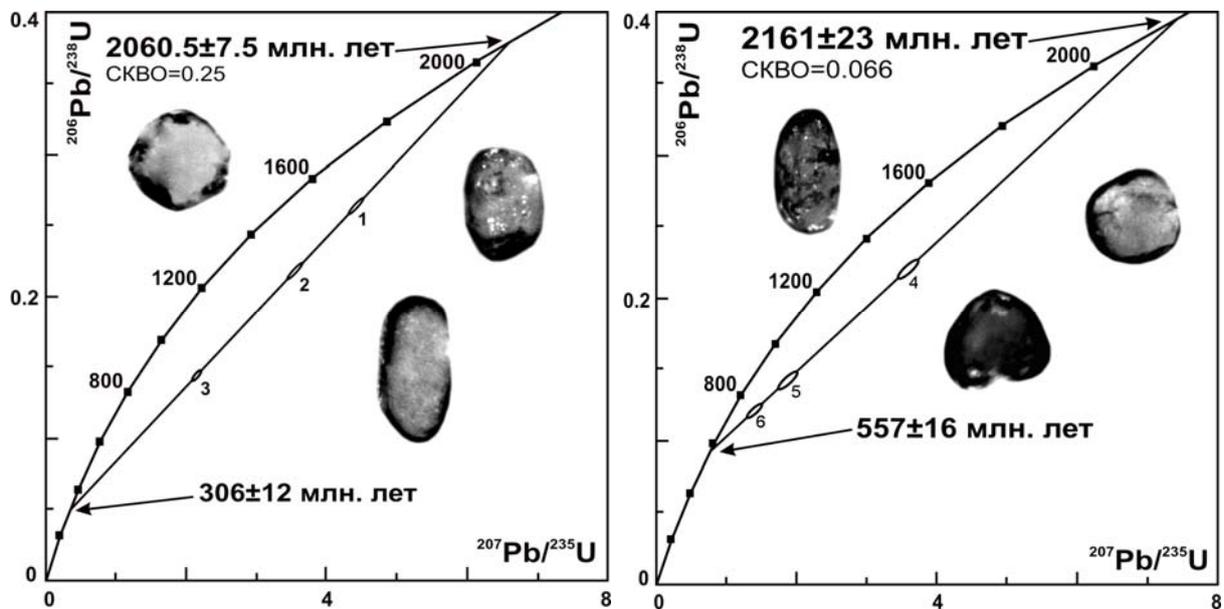


Рис. 3. U-Pb диаграмма с конкордией для единичных зерен циркона из титановой руды Пижемского месторождения, зерна 1–3 – проба КУ-1 (расчитка в левом борту р.Умба); 4–6 – проба МС-08/10 (карьер К-100, р.Средняя).

В целом результаты впервые проведенного датирования циркона из Пижемского месторождения согласуются с результатами исследования возраста циркона, выделенного из вышележащего конглобрекчиевого пласта проявления Ичетью [Макеев, Баянова, Борисовский, Жиличева, 2015; Макеев, Дудар, 2001], что может свидетельствовать о едином источнике циркона 2-х промышленных объектов, при этом циркон мог поступать из разных по глубине горизонтов нижележащего кристаллического фундамента.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках проектной части государственного задания в сфере научной деятельности № 5.2115.2014/К на 2014–2016 гг.*

### **Литература**

1. Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Лампрофиры Тимана // Региональная геологии и металлогения, 2009. Т. 37.
2. Макеев А.Б., Дудар В.А. Минералогия алмазов Тимана. СПб: Наука, 2001. 336 с.
3. Макеев А.Б., Дудар В.А., Самарова Г.С., и др. Пижемское титановое месторождение (Средний Тиман) аспекты геологического строения и освоения // Рудник будущего, 2012. № 6.
4. Чернышев И.В., Макеев А.Б., Гольцман Ю.В., Брянчанинова Н.И. Возраст титановых месторождений Северо-Востока Восточно-Европейской платформы: Rb-Sr-данные // Докл.РАН, 2010. Т.435.№3.
5. Макеев А.Б., Баянова Т.Б., Борисовский С.Е., Жиличева О.М. Состав, изотопный U-Pb возраст и источник циркона полиминерального проявления Ичетью (Средний Тиман) // ЗРМО, 2015. № 6.

### **ISOTOP U-Pb AGE OF ZIRCON OF PIZEMSKOE TITENIUM DEPOSITE (MIDDLE TIMAN)**

**<sup>1</sup>Makeyev A.B., <sup>2,3</sup>Skublov S.G., <sup>4</sup>Bayanova T.B., <sup>3</sup>Krasotkina A.O.**

<sup>1</sup>Institute of geology of ore deposits, petrology, mineralogy and geochemistry (IGEM) RAS, Moscow, [abmakeev@igem.ru](mailto:abmakeev@igem.ru),

<sup>2</sup> Institute of geology and geochronology precambrian RAS,

<sup>3</sup>NMSU «GORNYI», S-Peterburg, [skublov@yandex.ru](mailto:skublov@yandex.ru)

<sup>4</sup>Geological Institute of Kola SC RAS, Apatity, [tamara@geoksc.apatity.ru](mailto:tamara@geoksc.apatity.ru)

U-Pb dating of zircon from Pizhemsкое titanium deposit are made the first. It's established a wide range of values from 2740 to 570 Ma. These data are corresponding to the age of zircon extracted from the overlying Ichetju konglobresia strata. It may indicate the common source of zircon of both industrial deposits. But zircon may come from different horizons of the underlying crystalline foundation.

## МЕТОД РЕКОНСТРУКЦИИ ТЕМПЕРАТУРНОЙ ПРЕДЫСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ ПИКРИТОВЫХ СТЕКОЛ НА ПОВЕРХНОСТИ ЛУНЫ)

<sup>1,2</sup>**Мальковский В.И., <sup>1</sup>Диков Ю.П.**

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ), [malk@igem.ru](mailto:malk@igem.ru)

<sup>2</sup>Российский химико-технологический университет им. Д.И.Менделеева (РХТУ)

Реконструкция температурной предыстории формирования пород имеет большое значение для установления природы этого процесса. Это, например, представляет большой интерес для исследования формирования лунных пород. Важную информацию об этом процессе можно получить из анализа лунных пикритовых стекол (ЛПС), частицы которых имеют сферическую форму и размеры порядка  $10^2$  мкм. Существуют две основные концептуальные модели их формирования. Согласно эруптивной модели, ЛПС были образованы в результате вулканической активности. Согласно импактной модели, ЛПС возникли вследствие столкновения космического объекта с поверхностью Луны.

Для восстановления температурной предыстории ЛПС были исследованы малые фрагменты, спаянные с поверхностью частиц ЛПС из образца 74220, доставленного экспедицией «Аполлон-17». При исследовании на СЭМ на одном из фрагментов обнаружены признаки скола. На этом сколе с помощью энергодисперсионной приставки были определены поточечно зависимости массовой концентрации разных элементов в зависимости от расстояния до границы скола (т.е. расстояния до бывшей поверхности фрагмента). Результаты измерений приведены на рис.1. Можно отметить, что концентрация более летучих элементов (например, Si) у поверхности уменьшается, а концентрация менее летучих элементов (например, Al) возрастает. Можно предположить, что в результате высокотемпературного процесса произошла неконгруэнтная сублимация с поверхности частицы с их одновременным перераспределением в самой частице в результате молекулярной диффузии.

Из уравнения Клапейрона-Клаузиуса и Максвелловского распределения скоростей газовой фазы у поверхности частицы следует [1], что  $j$  – масса элемента, сублимирующегося с единичной поверхности частицы в единицу времени, определяется по формуле

$$j = \frac{A}{\sqrt{T}} \exp\left(-\frac{B}{T}\right),$$

где  $A, B$  – константы (разные для разных элементов),  $T$  – абсолютная температура. Диффузионное перераспределение элемента в

частице определяется уравнением

$$(1) \quad \frac{\partial C}{\partial t} = D(T) \frac{\partial^2 C}{\partial x^2}; \quad t > 0, x > 0.$$

где  $C$  – массовая концентрация элемента,  $t$  – время,  $x$  – расстояние до поверхности частицы,  $D$  – коэффициент диффузии, зависимость которого от температуры удовлетворяет уравнению Аррениуса  $D = a \exp(-b/T)$ , где  $a, b$  – константы.

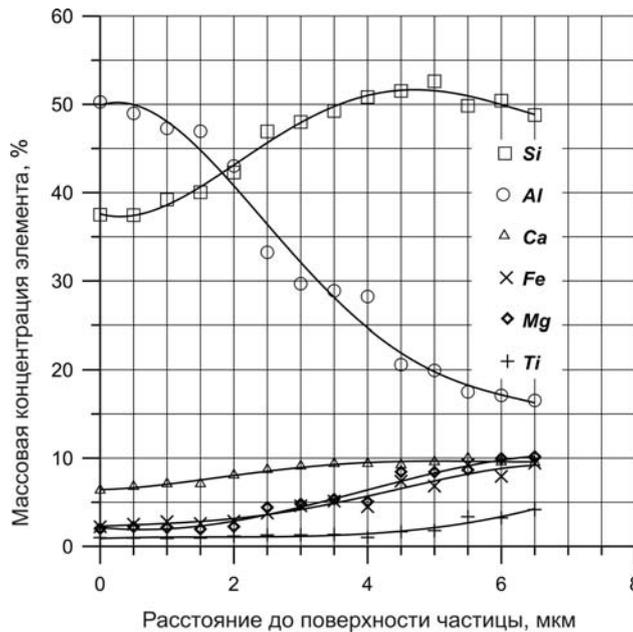


Рис.1. Зависимости содержаний элементов от расстояния до поверхности частицы.

Конечно-разностная аппроксимация уравнения (1) по  $x$  при одинаковых расстояниях между узловыми точками примет вид

$$(2) \quad \frac{dC_2}{dt} = D(T) \frac{C_3 - C_2}{\Delta_x^2} - \frac{A}{\rho_s \Delta_x \sqrt{T}} e^{-B/T}; \quad \frac{dC_i}{dt} = D(T) \frac{C_{i+1} - 2C_i + C_{i-1}}{\Delta_x^2}, \quad i = 3, \dots, N-2;$$

$$\frac{dC_{N-1}}{dt} = D(T) \frac{C_{N-2} - C_{N-1}}{\Delta_x^2},$$

где  $C_i(t) = C(t, x_i)$ ,  $x_i = \Delta_x(i-1)$ ,  $\Delta_x$  – расстояние между соседними узлами по  $x$ .

Начальные концентрации элементов в частице полагаем равномерными:

$$(3) \quad C_i(0) = C_0$$

Восстановление температурной предыстории сводится к определению такой функции  $T(t)$ , при которой полученные из решения задачи Коши (2–3) в конечный момент времени  $t_{\text{lim}}$  значения  $C_i(t_{\text{lim}})$  как можно точнее соответствовали измеренным значениям  $C_i^m$ , т.е.

чтобы достигался минимум функционала  $\Phi[T] = \sum_{i=2}^{N-1} \{C_i(t_{\text{lim}}) - C_i^m\}^2$ .

При численном решении системы (2), например, конечно-разностными методами с шагом интегрирования по времени  $\Delta_t$ , функция  $T(t)$  представлена дискретно в виде вектора размерности  $L$  ( $L = t_{\text{lim}}/\Delta_t + 1$ ):  $\{T_l = T(\Delta_t(l-1)), l = 1, \dots, L\}$ . В этом случае минимум функционала соответствует минимуму функции  $L$  переменных и может быть определен, например, градиентным методом. В качестве начального приближения рассматривалась функция

$$\tau_i^{(0)} = \begin{cases} 1400, & \text{if } 0 \leq t_i \leq 10; \\ 1300, & \text{if } 10 < t_i \leq t_{\text{lim}}. \end{cases}$$

Решение  $T_g$ , полученное градиентным методом, приведено на рис.2 (кривая 1) и соответствует значению функционала  $\Phi_g$ .

Задача решалась также с помощью принципа максимума Понтрягина[2]. Для этого вводилась сопряженная к (2) система уравнений

$$(4) \quad \frac{d\psi_n}{dt} = -\frac{D(T)}{\Delta_x^2} (\psi_{n+1} - 2\psi_n + \psi_{n-1}), \quad 2 \leq n \leq N-1;$$

$$\psi_1 = \psi_2; \quad \psi_N = \psi_{N-1},$$

для которой на правой границе интервала  $t$ , т.е. при  $t = t_{\text{lim}}$  заданы условия трансверсальности

$$\psi_n(t_{\text{lim}}) = -\frac{\partial \Phi}{\partial C_n} = -2(C_n(t_{\text{lim}}) - C_n^m), \quad 2 \leq n \leq N-1.$$

Тогда функционал  $\Phi[T]$  имеет минимум при  $T = \tau$ , если в каждой точке  $t \in [0, t_{\text{lim}}]$  в  $T = \tau(t)$  достигается максимум гамильтониана системы

$$(5) \quad H(C_2(t), \dots, C_{N-1}(t); \psi_2(t), \dots, \psi_{N-1}(t); \tau(t)) =$$

$$\max_{T_{\min} < T < T_{\max}} H(C_2(t), \dots, C_{N-1}(t); \psi_2(t), \dots, \psi_{N-1}(t); T(t))$$

Задача решалась методом последовательных приближений с начальным приближением  $T = T_g$ . Решение  $T_m$ , полученное с помощью принципа максимума (5), приведено на рис.2 (кривая 2) и соответствует значению минимизируемого функционала  $\Phi_m$ . Поскольку при этом  $\Phi_g/\Phi_m = 1.91$ , метод, основанный на использовании принципа максимума, существенно эффективнее градиентного метода. Сопоставление измеренных и вычисленных таким образом локальных концентраций  $S_i$  на рис.3 демонстрирует вполне удовлетворительное соответствие.

Можно отметить на рис.2, что продолжительность высокотемпературной стадии ( $T > 1000K$ ) составляет несколько десятков секунд. Представляется, что такой процесс в большей степени соот-

ветствует импактной модели.

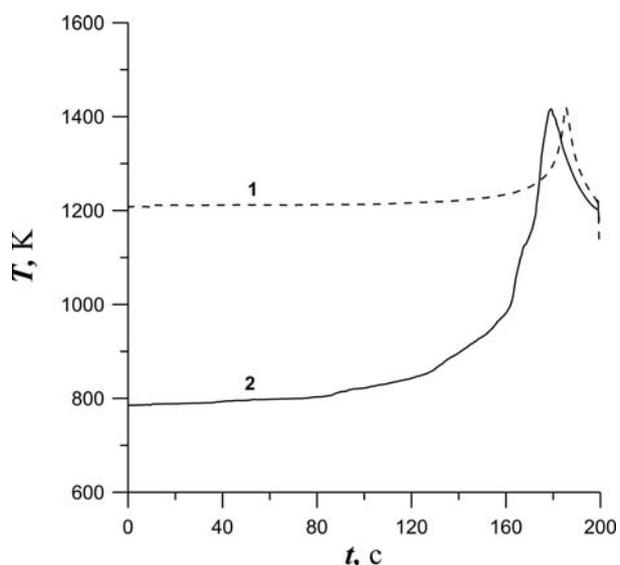


Рис. 2. Зависимость температуры от времени

1 – решение, полученное градиентным методом; 2 – решение, полученное с использованием принципа максимума

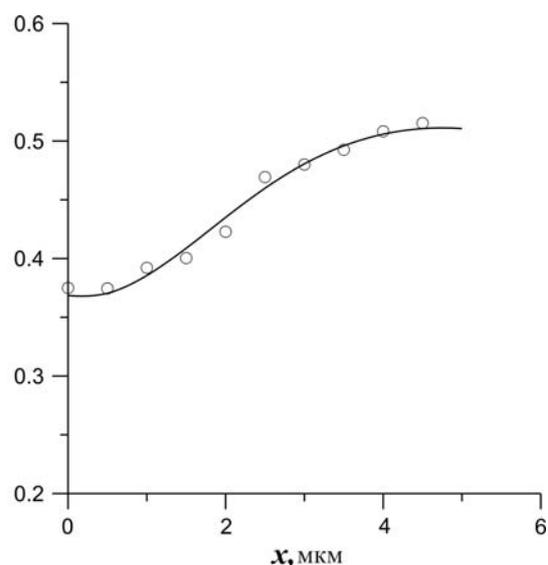


Рис.3. Сопоставление вычисленных и измеренных концентраций Si.

## Литература

1. Морс Ф. Теплофизика: Пер. с англ. М.: Наука. 1968. 416 с.
2. Алексеев В.М., Тихомиров В.М., Фомин С.В. Оптимальное управление. М.: Наука. 1979. 429 с.

## A TECHNIQUE FOR RECONSTRUCTION OF TIME-TEMPERATURE HISTORY OF ROCK FORMATION (ON EXAMPLE OF LUNAR PICRITIC GLASSES)

<sup>1,2</sup>**Malkovsky V.I., <sup>1</sup>Dikov Yu.P.**

<sup>1</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM) <sup>2</sup>Mendeleyev University of Chemical Technology of Russia (MUCTR)

A new computational technique is examined for reconstruction of thermal conditions of high-temperature processes in formation and evolution of extraterrestrial rock. The mathematical basis of the method is Pontryagin's maximum principle. The technique is applied to data on heterogeneous diffusive redistribution of volatile elements near the rock surface at high-temperatures in lunar rock samples.

## ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ НА МИГРАЦИЮ РАДИОНУКЛИДОВ ИЗ ПОДЗЕМНОГО ХРАНИЛИЩА РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ

<sup>1,2</sup>**Мальковский В.И., <sup>1</sup>Пэк А.А.**

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ), [malk@igem.ru](mailto:malk@igem.ru)

<sup>2</sup>Российский химико-технологический университет им. Д.И.Менделеева (РХТУ)

Одним из наиболее существенных факторов, снижающих безопасность подземного хранилища радиоактивных отходов (РАО) и облученного ядерного топлива (ОЯТ) является наличие или образование крупномасштабных тектонических нарушений в области потенциального распространения подземными водами радиоактивного загрязнения при утечке радионуклидов из загруженной части хранилища. В связи с этим одно из основных требований к выбору участка для подземного хранилища РАО и ОЯТ – наличие крупных ненарушенных блоков пород, достаточных для размещения хранилища и слабая тектоническая активность для уменьшения рисков возникновения в этих блоках разрывных нарушений в дальнейшем. Однако нельзя исключить, что разлом, находящийся вне блока, в котором размещено хранилище, фокусируя потоки подземных вод, существенным образом повлияет на скорость миграции радионуклидов от хранилища до биосферы.

В объеме РАО, размещенных в хранилище, осуществляется тепловыделение за счет продолжающихся процессов радиоактивного распада. Это приводит к нагреванию вмещающих пород и содержащихся в них подземных вод. Вследствие теплового расширения подземных вод их плотность уменьшается, за счет архимедовых сил они движутся вверх, и в районе хранилища формируется восходящая ветвь термоконвективного течения. На рис. 1 приведены линии тока подземных вод, формирующиеся в артезианском бассейне при отсутствии и наличии тепловыделения в однородных по проводимости породах

Можно отметить, что несмотря на существенное уменьшение интенсивности тепловыделения в массе отходов со временем наличие термоконвективных течений сохраняется и через 1000 лет после размещения отходов в хранилище. Это объясняется тем, что теплоотвод в породах осуществляется за счет малоэффективного механизма термокондуктивного теплопереноса. Вследствие этого значительная часть всего выделившегося в отходах тепла не рассеивается, а аккумулируется вмещающими породами.

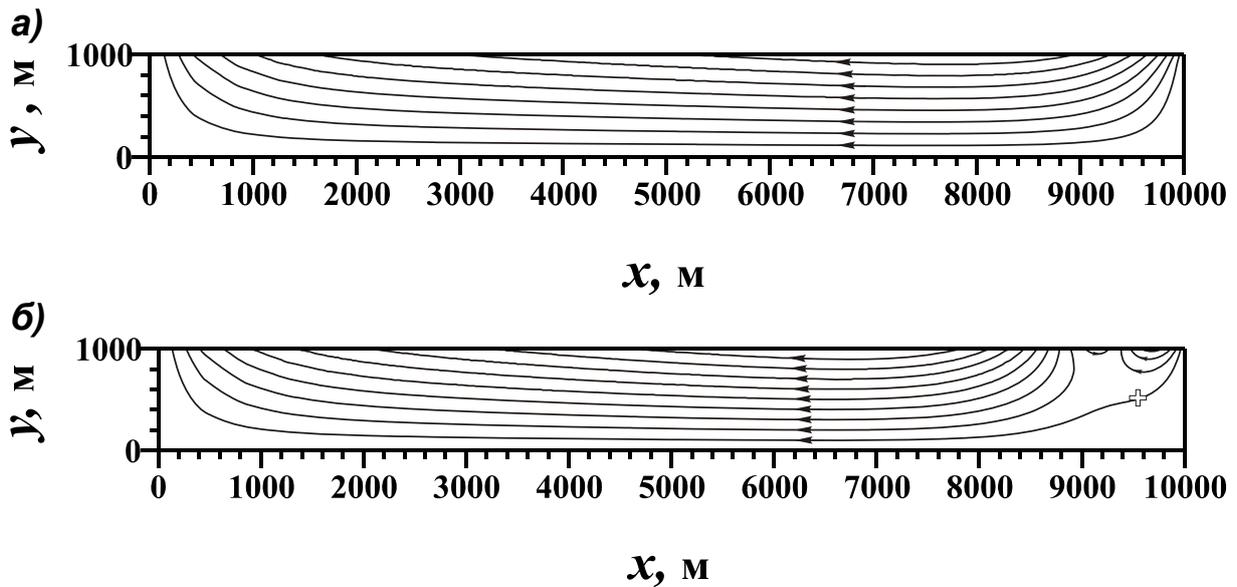


Рис. 1. Течение в ненарушенных породах от области питания (справа) до области разгрузки (слева) в профильном сечении. Правая и левая границы области соответствуют положениям водоразделов. Ось  $x$  направлена в сторону повышения высотных отметок рельефа, ось  $y$  – высота над уровнем, произвольно принятым за начало отсчета. а) линии тока при отсутствии тепловыделения; б) линии тока при наличии тепловыделения в РАО через 1000 лет после создания хранилища источник тепловыделения (хранилище РАО, показано крестом) расположено на глубине 500 м ( $y = 500$ ).

Наличие восходящих термоконвективных токов приводит к вполне ожидаемому изменению характера распространения радиоактивного загрязнения (рис. 2)

Наличие разлома приводит к характерным искажениям линий тока подземных вод, связанным со свойствами разлома фокусировать течение (рис. 3а). Наличие одновременно разлома и тепловыделения приводит к тому, что течение практически разделяется на две почти замкнутые зоны: перед течением и за ним (рис. 3б)

Прогноз распространения радиоактивного загрязнения от хранилища через 1000 лет после размещения в нем отходов при отсутствии и наличии тепловыделения представлен на рис. 4.4. Наличие разлома при отсутствии тепловыделения способствует смещению ореола загрязнения вниз. Характер распространения загрязнения показывает, что расположенную выше разлома область (в отношении регионального течения) действительно является практически замкнутой. При этом сформировавшаяся над хранилищем восходящая ветвь конвекции приводит к более

быстрому (по сравнению со случаем ненарушенных пород) распространению загрязнения вверх.

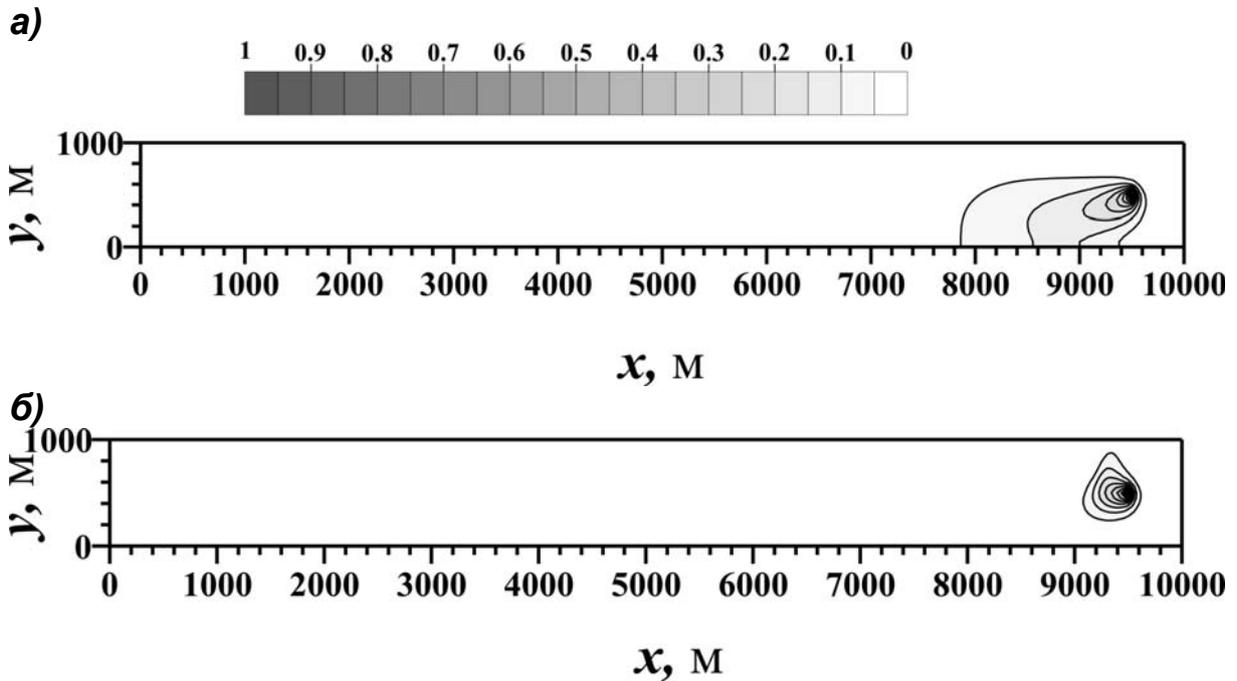


Рис. 2. Распространение загрязнения при постоянной утечке радионуклида с большим периодом полураспада через 1000 лет после размещения отходов в хранилище. За единицу принята концентрация радионуклида в месте утечки. а) Тепловыделение отсутствует; б) Источник тепловыделения расположен, как это показано на рис. 1.

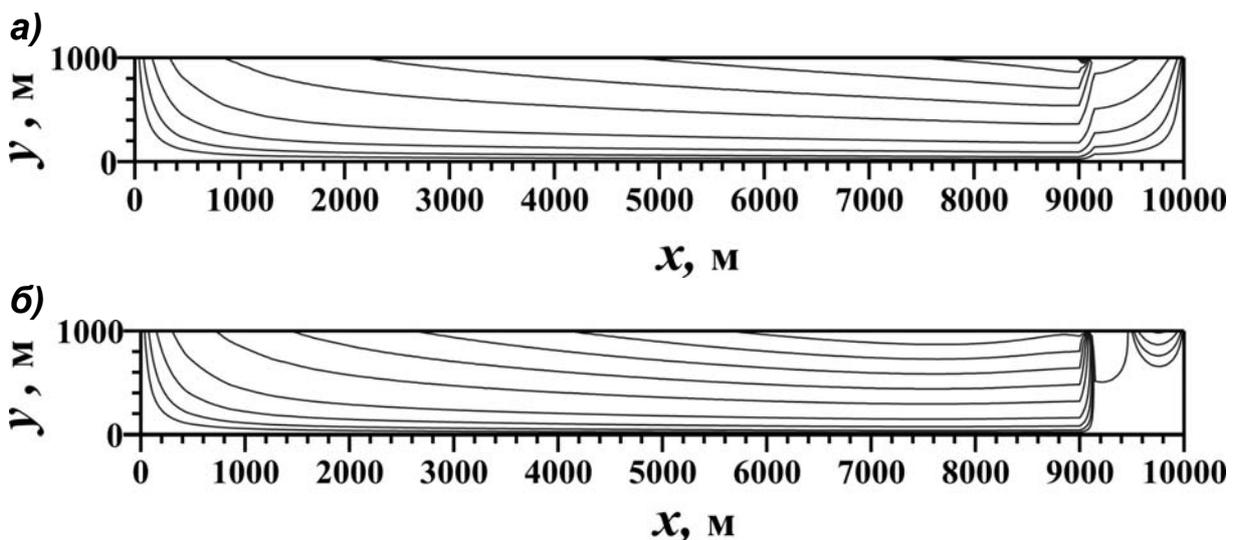


Рис.3. Линии тока при наличии разлома ( $9000 \leq x \leq 9100$ ) через 1000 лет после размещения отходов в хранилище. а) Тепловыделение отсутствует; б) При наличии Тепловыделения от источника (хранилища РАО), расположенного, как это показано на рис. 1.

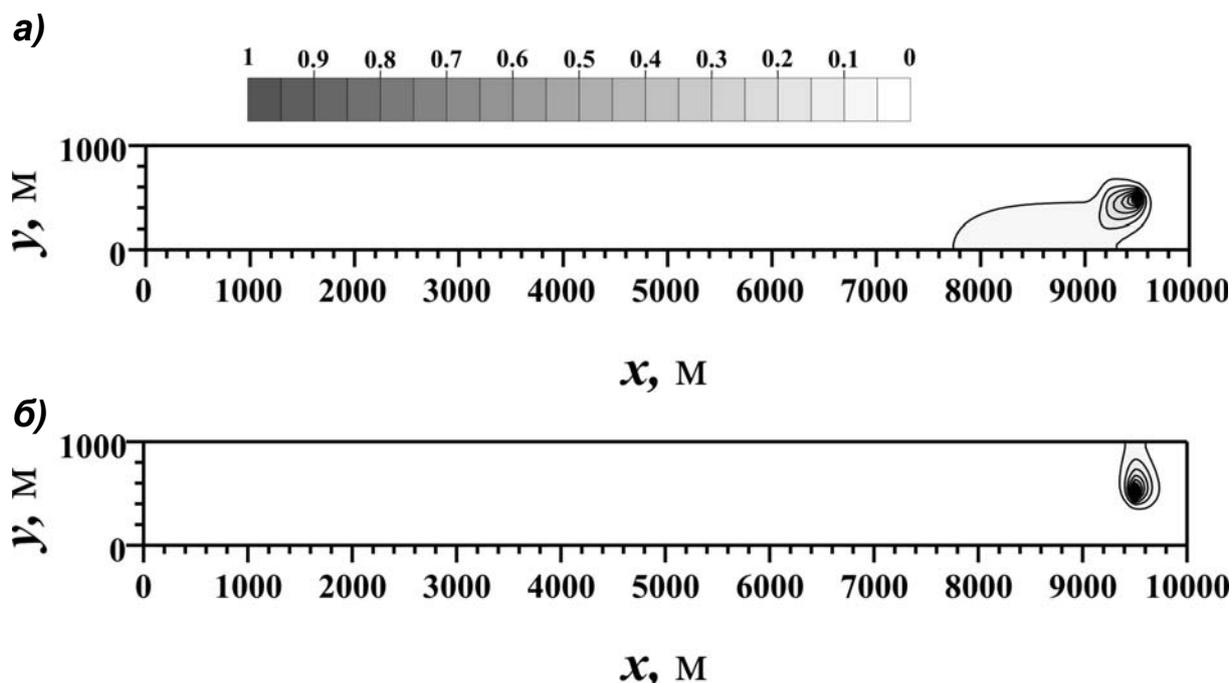


Рис. 4. Распространение радиоактивного загрязнения в профильном сечении при наличии разлома и при постоянной утечке радионуклида с большим периодом полураспада через 1000 лет после размещения отходов в хранилище. а) Тепловыделение отсутствует; б) Источник тепловыделения расположен, как это показано на рис. 1.

Проведенные расчеты показали, что влияние разлома на безопасность захоронения зависит не столько от самого наличия разлома, сколько от положения хранилища относительно разлома и участков повышений и понижений рельефа.

*Работа выполнена при финансовой поддержке 4-й программы Президиума РАН.*

#### INFLUENCE OF TECTONIC FAULTS ON MIGRATION OF RADIONUCLIDES FROM AN UNDERGROUND REPOSITORY OF RADIOACTIVE WASTE

<sup>1,2</sup>**Malkovsky V.I.**, <sup>1</sup>**Pek A.A.**

<sup>1</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM) <sup>2</sup>Mendeleev University of Chemical Technology of Russia (MUCTR)

Mathematical modeling is carried out for an analysis of tectonic fault influence on safety of underground repository of radioactive waste. Heat generation in the repository was taken into account.

## ВЛИЯНИЕ КОЛЛОИДНОГО ПЕРЕНОСА НА ПОДВИЖНОСТЬ РАДИОНУКЛИДОВ В ПЛАСТАХ-КОЛЛЕКТОРАХ ПОЛИГОНА ЗАКАЧКИ ЖИДКИХ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ В КРАСНОЯРСКОМ КРАЕ

<sup>1,2</sup>**Мальковский В.И.**, <sup>1</sup>**Юдинцев С.В.**, <sup>1,2</sup>**Александрова Е.В.**

<sup>1</sup>ИГЕМ РАН, <sup>2</sup>РХТУ им. Д.И.Менделеева

e-mail: [malk@igem.ru](mailto:malk@igem.ru)

На федеральной ядерной организации Горно-химический комбинат (ГХК) в Красноярском крае захоронение жидких радиоактивных отходов (ЖРО) осуществляется путем их закачки в глубокозалегающие пласты коллекторы, ограниченные сверху и снизу слабопроницаемыми породами [1]. Полигон закачки ЖРО расположен в бассейне р. Енисей. В связи со значительными объемом и суммарной активностью закачанных ЖРО возможность выноса радионуклидов из зоны закачки и поступления их в речную сеть представляет серьезную угрозу радиоактивного загрязнения нижнего течения р. Енисей и Енисейского залива. Оценка времени, необходимого для выноса радионуклидов из зоны закачки, проводилась методами математического моделирования в [2, 3]. Предполагалось, что радионуклиды переносятся подземными водами в виде растворенной компоненты (в ионной форме). В то же время, исследования миграции радионуклидов на участках значительных радиоактивных загрязнений показывает, что подземные воды могут переносить радионуклиды с коллоидными частицами (радиоколлоидом), причем подвижность радионуклидов в коллоидной форме может быть существенно большей, чем в ионной форме [4]. Это связано с тем, что подвижность радионуклида в любой форме зависит от сорбционных свойств вмещающих пород по отношению к этой форме переноса радионуклидов; чем выше сорбционные свойства пород по отношению к радионуклиду или его носителю, тем меньше подвижность радионуклида в подземной среде [5]. Для учета более мобильной коллоидной формы переноса в [2, 3] рассматривался наихудший случай, когда сорбция радионуклидов на вмещающих породах отсутствует полностью. Для более обоснованных и точных прогнозов в модель распространения радиоактивного загрязнения из зоны закачки необходимо включить модель миграции радионуклидов в коллоидной форме. Для этого, в первую очередь, необходимо разработать модель сорбции радиоколлоида на породах пластов коллекторов.

В [5] приведена, по-видимому, в настоящее наиболее обоснованная модель сорбции коллоида на породах с учетом неоднородности коллоидных частиц по размерам. В этой модели предполагается, что до контакта с жидкой, фазой, содержащей коллоидные

частицы, все потенциальные места сорбции на твердой фазе (породах) свободны.

Предполагается, что радиоколлоид содержит частицы  $N$  типов с разными сорбционными свойствами. Обозначим  $P(n, t_1 | j, t_0)$  вероятность того, что потенциальное место сорбции в момент  $t_1$  занято частицей типа  $n$  при условии, что в момент  $t_0$  это место было занято частицей типа  $j$  ( $n = 0$  означает, что место сорбции свободно), и

$$k_n = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{P(n, t + \Delta t | 0, t)}{\Delta t}, \quad \kappa = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{P(0, t + \Delta t | m, t)}{\Delta t}, \quad m \neq 0.$$

Тогда, согласно [5],

$$P(n, t | 0, 0) = \frac{k_n}{k_\Sigma + \kappa} \{1 - \exp[-t(k_\Sigma + \kappa)]\}; \quad k_\Sigma = \sum_{n=1}^N k_n. \quad (1)$$

Величины  $k_n$  характеризуют интенсивность сорбции частиц  $n$ -го типа, величина  $\kappa$  характеризует интенсивность десорбции (поскольку десорбция в значительной степени обусловлена броуновским движением приповерхностных частиц жидкой фазы, в первом приближении можно полагать, что она не зависит от размера частиц). В [5] показано, что выражения для оценки величин  $k_n$  в случае, когда частицы сходны по составу поверхности и отличаются по размеру, имеют вид:

$$k_i = k_0 n_i \sqrt{\frac{k_B T}{2\pi M_i}}, \quad (2)$$

где  $T$  – абсолютная температура,  $M_i$  – масса частицы  $i$ -го типа,  $k_B$  – константа Больцмана,  $n_i$  – количество частиц коллоида  $i$ -го типа в единице объема,  $k_0$  – константа, определяемая, как и  $\kappa$ , экспериментальным путем.

Величины  $P(n, t_1)$  ( $n = 1, \dots, N$ ) можно рассматривать как долю потенциальных мест осаждения, занятых частицами  $n$ -го типа в момент  $t_1$ . Это значит, что

$$P(n, t_1) = \frac{w_n}{w_0}, \quad (3)$$

где  $w_n$  – количество частиц  $n$ -го типа, осажденных единице объема пород,  $w_0$  – количество потенциальных мест осаждения в единице объема пород. Поскольку  $n_i$  пропорционально массовой концентрации частиц  $i$ -го типа в жидкой фазе, а  $w_i$  – массовой концентрации частиц  $i$ -го типа в твердой фазе, выражение (1) является ничем иным, как одной из форм изотермы Фрейндлиха для многокомпонентной сорбции [6].

Следует иметь в виду, что (1) позволяет определить условную вероятность при условии, что в начальный момент времени место сорбции было свободно. Таким образом, выражение (1) соответст-

вует сорбции неоднородной системы частиц на совершенно чистой поверхности твердой фазы. Следует однако иметь в виду что наиболее существенной компонентой радиоколлоида является псевдоколлоид, т.е. содержащиеся в подземных водах частицы естественного происхождения (протоколлоид), загрязненные радионуклидами в результате контакта подземных вод с радиоактивными веществами [4, 7]. Частицы протоколлоида практически идентичны по размерам и составу частицам псевдоколлоида. В связи с этим распределение частиц между жидкой и твердой фазой уже достигло равновесия, следовательно, на твердой фазе на  $w_0$  потенциальных местах сорбции частицы  $n$ -го типа уже заняли  $w_n$  мест.

Совокупное распределение по размерам частиц протоколлоида и псевдоколлоида вместе должно быть идентичным распределению протоколлоида, при этом доля частиц радиоколлоида  $n$ -го типа среди всех коллоидных частиц  $n$ -го типа (протоколлоида и радиоколлоида вместе) равна  $\psi$ . Будем полагать, что основная часть радионуклидов переносится подземными водами в коллоидной форме, и десорбция радионуклидов с коллоидных частиц незначительна.

Обозначим  $P_n(t)$  вероятность того, что в момент  $t$  место сорбции было занято частицей радиоколлоида  $n$ -го типа. При малых  $\Delta t$  место сорбции может быть занято частицей радиоколлоида  $n$ -го типа если оно было свободно, и на нем за время  $\Delta t$  сорбировалась частица радиоколлоида  $n$ -го типа, либо это место уже было занято частицей радиоколлоида  $n$ -го типа, и за время  $\Delta t$  она не десорбировалась. Следовательно,

$$P_n(t + \Delta t) = p_0 \psi P(n, t + \Delta t | 0, t) + P_n(t)(1 - \kappa \Delta t), \quad (4)$$

где  $p_0$  – вероятность того, что в момент времени  $t$  место сорбции было свободно. Согласно [5],

$$p_0 = \kappa / (k_\Sigma + \kappa). \quad (5)$$

Выражая  $P(n, t + \Delta t | 0, t)$  с помощью (1) и подставляя (5) в (4), при  $\Delta t \rightarrow 0$  получим

$$P_n' = -\kappa P_n + \frac{\psi k_n \kappa}{k_\Sigma + \kappa}. \quad (6)$$

Если, согласно (3), интерпретировать  $P_n$  как долю потенциальных мест сорбции, занятых частицами радиоколлоида  $n$ -го типа, (6) – обыкновенное дифференциальное уравнение, описывающее сорбцию радиоколлоида при наличии протоколлоида

Поскольку концентрация радионуклидов в жидкой фазе зависит от времени,  $\psi$  также является функцией времени.

Для практического использования (6) необходимо провести на полигоне закачки ГХК отбор проб подземных вод, в которых следует

определить спектр распределения содержащихся в воде коллоидных частиц по размерам, а также экспериментальным путем определить значения  $k_0, \kappa, w_0$ .

Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Арктика» Президиума РАН.

## Литература

1. Рыбальченко А.И. и др. Глубинное захоронение жидких радиоактивных отходов. М.: ИздАТ, 1994.
2. Malkovsky V.I. et al. Prediction of contaminant plume movement from the deep-well injection of liquid radioactive waste (LRW) at the Krasnoyarsk disposal site // Hydrological Science and Technology Journal. 1999. V.15. №1–4. P.145-171.
3. Мальковский В.И. и др. Прогноз поступления радионуклидов в речную сеть из верхнего пласта-коллектора полигона закачки жидких радиоактивных отходов в Красноярском крае // Мат. 15-й Межд. конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М.: ИГЕМ РАН. 2014. С. 163–166.
4. Kersting A.B. et al. Migration of plutonium in ground water at the Nevada Test Site // Nature. 1999. V.397. №1. P.56-59.
5. Malkovsky V. Theoretical analysis of colloid-facilitated transport of radionuclides by groundwater // In “Actinide nanoparticle research” Ed. by Kalmykov S.N. and Denecke M.A.. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag. 2011. P.195–243.
6. Gregg S.J., Sing K.S.W. Adsorption, surface area, and porosity . – London: Academic Press, 1967. 371 p.
7. Мальковский В.И., Пэк А.А. Влияние коллоидов на перенос радионуклидов подземными водами // Геология рудных месторождений. 2009. Т.51. №2. С.91-106.

## INFLUENCE OF COLLOIDAL TRANSPORT ON MOBILITY OF RADIONUCLIDES IN AQUIFERS OF INJECTION DISPOSAL SITE FOR LIQUID RADIOACTIVE WASTE IN KRASNOYARSK REGION

<sup>1,2</sup>**Malkovsky V.I.**, <sup>1</sup>**Yudintsev S.V.**, <sup>1,2</sup>**Aleksandrova E.V.**

<sup>1</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, <sup>2</sup>Mendeleev University of Chemical Technology of Russia.

Aquifers are used for injection of low-level waste. Model of colloid-facilitated transport of radionuclides by groundwater is considered. Governing equation for radiocolloid sorption on enclosing rock is derived.

## ПРОГНОЗ МИГРАЦИИ АКТИНИДОВ ИЗ ПОДЗЕМНОГО ХРАНИЛИЩА РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ В НИЖНЕКАНСКОМ МАССИВЕ

<sup>1,2</sup>Мальковский В.И., <sup>1</sup>Юдинцев С.В., <sup>1</sup>Кочкин Б.Т.

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ), [malk@igem.ru](mailto:malk@igem.ru)

<sup>2</sup>Российский химико-технологический университет им. Д.И.Менделеева (РХТУ)

С учетом современных требований к экологической безопасности и технических и экономических возможностей наиболее эффективным способом долговременной изоляции радиоактивных отходов (РАО) и облученного ядерного топлива (ОЯТ) от биосферы является их размещение в подземных хранилищах [1].

В Российской Федерации с целью проектирования подземной исследовательской лаборатории (ПИЛ) на площадке будущего объекта окончательной подземной изоляции РАО 1-ого (остеклованные ВАО с высоким тепловыделением) и 2-ого (цементированные САО с долгоживущими радионуклидами) классов рассматривается район Нижнеканского массива [2].

Участок «Енисейский», расположенный на правом берегу р. Енисей (рис. 1), признан перспективным вследствие низкой проницаемости пород (порядка  $10^{-16}$  м<sup>2</sup>), отсутствием в непосредственной близости значительных разломов, благоприятной текстурой пород, в которых трещины преимущественно залечены вторичными минералами [2].

Надежность изоляции РАО в хранилище предполагается обеспечить за счет мультибарьерной концепции [3]. Вследствие возможной деградации инженерных барьеров (матрицы-консерванта, контейнера, буфера, конструкций хранилища) при длительных сроках хранения РАО безопасность их размещения в подземном хранилище в значительной степени определяется надежностью естественного (геологического) барьера.

Современные оценки надежности геологического барьера основываются на математическом моделировании миграции радионуклидов в биосферу при их допустимых и запредельных утечках из хранилища. Для моделирования выбрана конвективно-дисперсионная модель [4].

При моделировании распространения подземными водами радиоактивного загрязнения от радиационно-опасных объектов весьма сложную проблему представляет определение основных параметров модели (исходных данных для моделирования). Эти

данные включают пространственные (трехмерные) распределения транспортных свойств массива пород: проницаемости (коэффициента фильтрации), пористости  $\varphi$ , коэффициентов дисперсии  $\alpha_L, \alpha_T$  и коэффициентов распределения радионуклидов между водой и породами  $K_d$ .

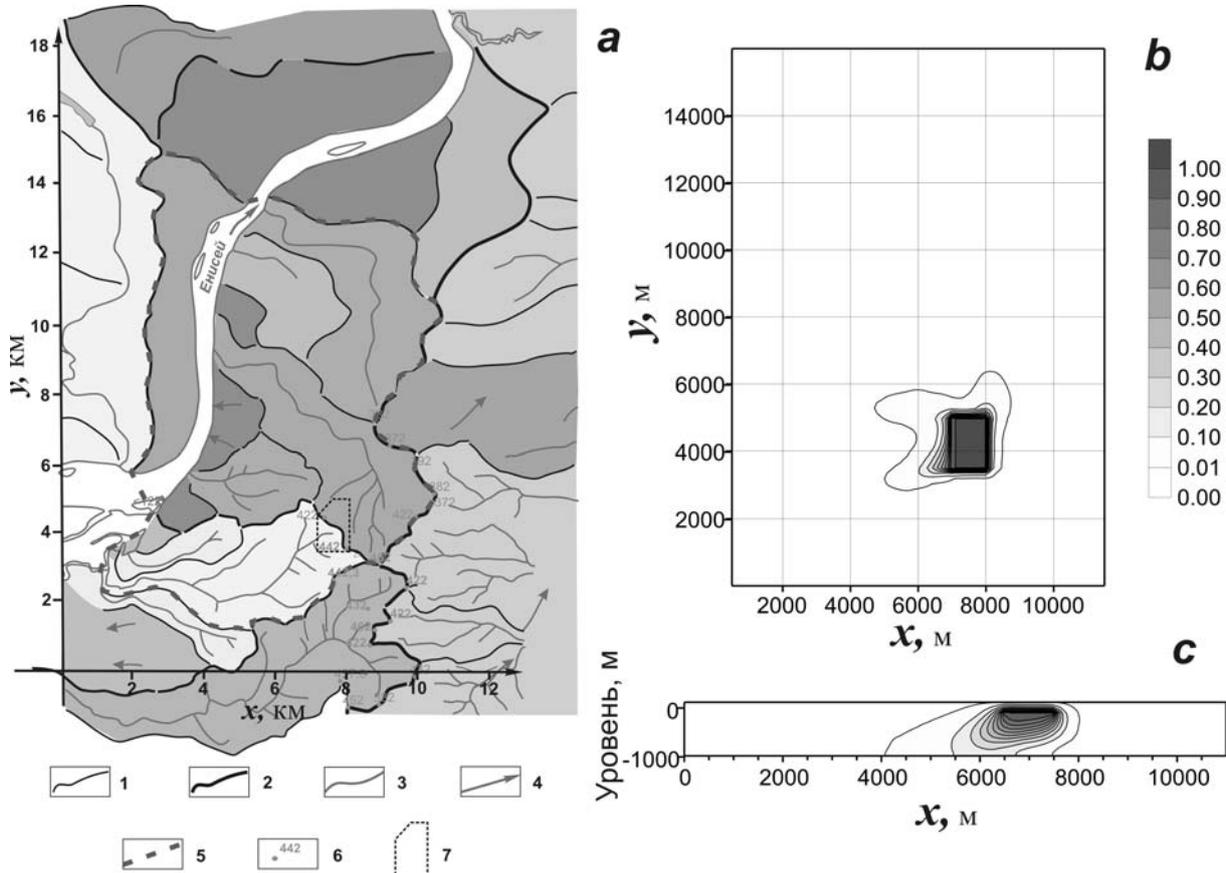


Рис.1 Моделирование миграции урана

а) Область моделирования.

(1) – локальные водоразделы, (2) – региональные водоразделы, (3) – ручьи и малые реки, (4) – направление разгрузки поверхностных вод, (5) – граница области моделирования, (6) – абсолютные высотные отметки, (7) – участок хранилища.

б, с) Плановое и профильное распределения относительной концентрации  $U$  в подземных водах через 10000 лет после разрушения инженерных барьеров

Относительные изменения проницаемости в области моделирования, как правило, на порядок выше, чем у других параметров ( $\varphi, \alpha_L, \alpha_T, K_d$ ). Поскольку скорость течения подземных вод существенным образом зависит от проницаемости пород,

определение пространственного распределения проницаемости имеет первостепенное значение для надежности прогнозов распространения радиоактивного загрязнения. Поскольку относительные локальные вариации  $\varphi, \alpha_L, \alpha_T, K_d$  существенно менее значительны, эти параметры с приемлемой точностью могут быть определены по данным лабораторных экспериментов или теоретических оценок. Исходной основой для расчета пространственного распределения проницаемости служили данные тестовых откачек в немногочисленных разведочных скважинах пробуренных на участке. Решение задачи осложнялось двумя обстоятельствами. Во-первых, разведочные скважины были пробурены только на участке хранилища, размеры которого, как видно из рис.1, значительно меньше размеров всей области моделирования. Во-вторых, данные откачек свидетельствуют о резких (вплоть до десятичного порядка) вариациях проницаемости по глубине и по горизонтали [5]. На основании анализа этих данных при расчете скоростей течения подземных вод допустимо предположить, что геологическая среда сформирована блоками с горизонтальными размерами порядка 250 м × 250 м и высотой порядка 50 м. При этом проницаемость в пределах одного блока принимается равной среднему для данного блока значению, а проницаемости разных блоков являются а priori случайными независимыми величинами с логнормальным законом распределения, параметры которого определялись путем статистического анализа данных пакерных откачек [6].

Результаты моделирования миграции урана из хранилища через 10000 лет после разрушения инженерных барьеров приведены на рис. 2, где за единицу принята концентрация урана в загруженной части хранилища. Можно отметить, что распространение загрязнения за 10000 лет относительно невелико. Коэффициенты распределения для изотопов Np, Pu, Am значительно меньше, чем для U. Вследствие этого можно полагать, что область загрязнения изотопами Np, Pu, Am будет еще меньше, чем область загрязнения U, показанная на рис.1. Следует однако иметь в виду, что коллоидный перенос радионуклидов может значительно расширить область их миграции. Анализ этих вопросов а также уточнение распределения проницаемости пород в области моделирования предполагается осуществить при проведении дальнейших исследований, в том числе в ПИЛ.

*Работа выполнена при поддержке Программы №4  
Фундаментальных исследований Президиума РАН.*

## Литература

1. End points for spent nuclear fuel and high-level radioactive waste in Russia and the United States / Committee on End Points for Spent Nuclear Fuel and High-Level Radioactive Waste in Russia and the United States. Washington: National Academies Press, 2003. 137 p.
2. Лобанов Н.Ф., Бейгул В.П., Камнев Е.Н. и др. Федеральный объект окончательной подземной изоляции долгоживущих РАО на Горно-химическом комбинате // Безопасность ядерных технологий и окружающей среды. 2011. №1. С.10–23.
3. Кудрявцев Е.Г., Гусаков-Станюкович И.В., Камнев Е.Н., Лобанов Н.Ф., Бейгул В.П. Федеральный объект подземного захоронения отвержденных радиоактивных отходов в России: практические шаги к созданию // Безопасность окружающей среды. 2008, №4. С.106–112.
4. deMarsily G. Quantitative hydrogeology. Orlando, Florida: Academic Press, 1986. 440 p.
5. Озерский А.Ю., Караулов В.А. Гидрогеологические исследования при изысканиях для подземного строительства в пределах массива кристаллических пород в южной части Енисейского кряжа // Инженерные изыскания. 2012, № 4. С. 52–59.
6. Мальковский В.И., Озерский А.Ю. Стохастическая фильтрационная модель вмещающих пород подземного хранилища радиоактивных отходов по данным пакерных тестов // Материалы 15-й Междунар. конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» (Москва, 29 сентября–1 октября. 2014). – М.: ИГЕМ РАН. 2014. С. 159–162.

## PREDICTION OF ACTINIDE MIGRATION FROM THE UNDERGROUND REPOSITORY OF RADIOACTIVE WASTE IN NIZHNEKANSKIY MASSIF

<sup>1,2</sup>**Malkovsky V.I.**, <sup>1</sup>**Yudintsev S.V.**, <sup>1</sup>**Kochkin B.T.**

<sup>1</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM) <sup>2</sup>Mendeleyev University of Chemical Technology of Russia (MUCTR)

Mathematical model of uranium migration from a potential underground repository of radioactive waste is considered. It is planned that the repository will be developed at the site “Yeniseiskiy” in Nizhnekanskiy massif. Computer simulation is carried for a period of 10000 years after failure of all engineered barriers of the repository. It is shown that expansion of the uranium plume for this period is limited. Since mobility of Np, Pu, Am isotopes is less than U mobility, the assumption is made that plumes of Np, Pu, Am will be less than the plume of U.

## КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ЦИФРОВОЙ ОСНОВЫ КАРТЫ ИЗОДЕНС ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА И ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

**Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н.**

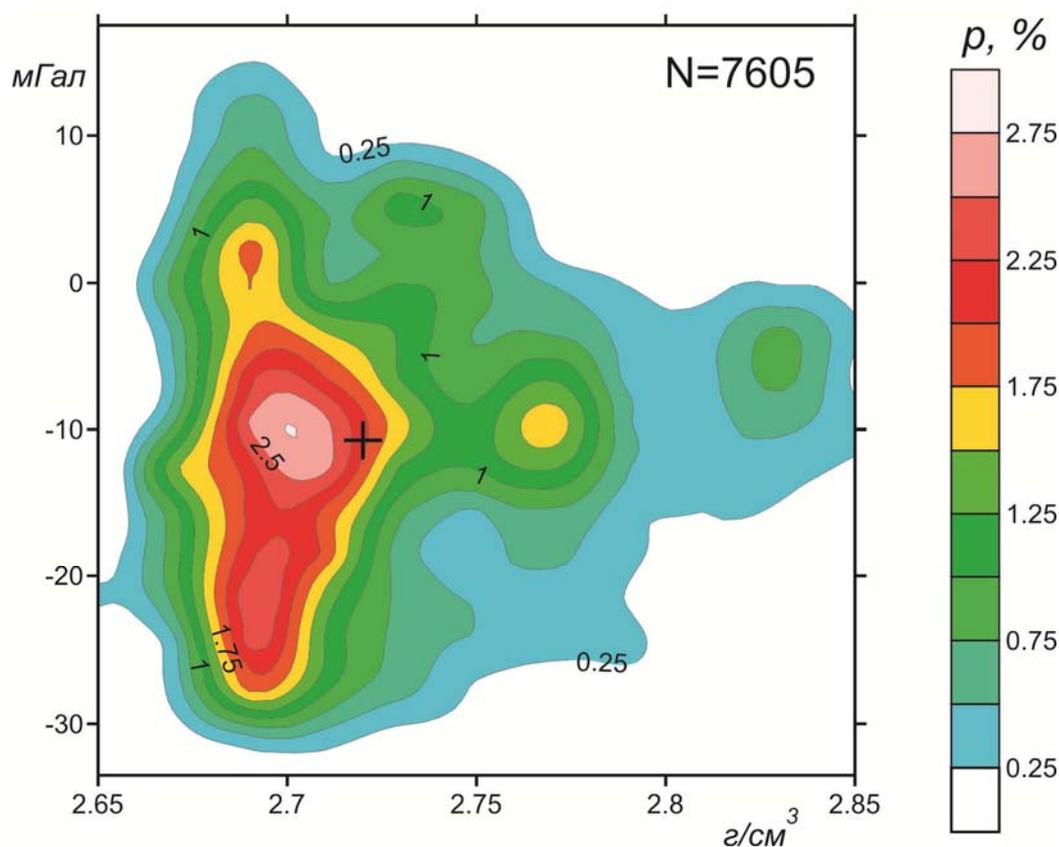
Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж

[muravina@geol.vsu.ru](mailto:muravina@geol.vsu.ru), [zhavoronkinv@geol.vsu.ru](mailto:zhavoronkinv@geol.vsu.ru), [glaznev@geol.vsu.ru](mailto:glaznev@geol.vsu.ru)

При глубинном физико-геологическом моделировании закрытых районов на основе поля силы тяжести требуется решить две важных проблемы. Во-первых, необходимо из наблюдаемого поля извлечь влияние осадочного чехла, а во-вторых – выполнить геологическое редуцирование для исключения влияния верхней части кристаллического основания. Первая задача для Воронежского кристаллического массива (ВКМ) решена [Глазнев и др., 2013], решение второй столкнулось с рядом проблем характерных для всех закрытых территорий. Основная их них – крайне неравномерная изученность бурением. Абсолютное большинство скважин, вскрывающих кристаллический фундамент, расположено в пределах известных месторождений и потенциально рудоносных площадей. Представления о геологическом строении остальных районов базируются на истолковании геофизических полей без надежной фактической петрофизической основы. То есть, вещественные комплексы картируются с использованием метода аналогии в соответствии с образами физических полей, независимо от того в какой структурно-геодинамической обстановке они находятся. Подобный подход при исследовании значительных территорий, тем более при выполнении процедуры геологического редуцирования, не совсем корректен. В частности, для ВКМ Н.С. Афанасьевым показано, что петрофизические характеристики пород одного петротипа могут существенно изменяться в зависимости от геодинамических условий их формирования [Афанасьев, 2012].

Для выявления подобных противоречий был выполнен корреляционный анализ, в котором сопоставлялись значения плотности и гравитационного поля.

Фактологическим обеспечением исследований стала цифровая основа детальной петроплотностная карта изоденс территории ВКМ на геологической основе масштаба 1:500 000 [Муравина и др., 2014]. Петроплотностная карта была сформирована в результате обобщения и обработки первичной базы данных, представленной 55 347 значениями плотности образцов керна из более чем 5 тысяч скважин, пробуренных различными геологическими организациями за многолетнюю историю исследований региона.



Использование цифровых данных позволило сопоставить обобщённые значения плотности кристаллических пород, заданные в точках регулярной сети со значением гравитационного поля в тех же точках [Муравина и др., 2015].

Как и следовало ожидать для территории с таким сложным строением, взаимосвязь плотности и поля носит сложный неоднозначный характер. На рисунке представлена схематическая карта статистической плотности вероятности (частоты), построенная для территории ВКМ. В плотностной диапазон от 2,64 до 2,86 вошло 7605 точек, что составило 97% общего числа значений, 3% экстремальных точек были отброшены. Среднее значение плотности кристаллических пород ВКМ равно  $2,721 \text{ г/см}^3$ , а среднее значение поля силы тяжести составляет  $-10,74 \text{ мГал}$ . Как видно из рисунка, породы с одинаковой плотностью по-разному отражаются в гравитационном поле. Например, на плотность около  $2,7 \text{ г/см}^3$ , приходится три аномалии частоты: максимум частоты (свыше 2,5%) приходится на средние значения поля, значительное число точек (частотность от 1,5 до 2,5 %) соответствует как пониженным до  $-28 \text{ мГал}$ , так и повышенным до  $+3 \text{ мГал}$  значениям аномалии поля силы тяжести. Такой плотностью обладают широко распространенные на территории ВКМ гнейсы различного состава. Две менее интенсивные аномалии частоты, соответствующие двум группам пород с высокой плотно-

стью отражаются в гравитационном поле лишь незначительно повышенными относительно среднего значениями поля. Объяснить это возможно наличием разуплотненных пород ниже гравиактивного слоя.

В итоге выполненный корреляционный анализ позволил выявить особенности отражения кристаллических пород различной плотности в гравитационном поле и учесть их при создании комплексной модели литосферы ВКМ.

## CORRELATION ANALYSIS OF DIGITAL CARD-BASED ISODENSES VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF AND THE GRAVITY FIELD

**Muravina O.M., Zhavoronkin V.I., Glaznev V.N.**

Voronezh state university (VSU), Voronezh

[muravina@geol.vsu.ru](mailto:muravina@geol.vsu.ru), [zhavoronkinv@geol.vsu.ru](mailto:zhavoronkinv@geol.vsu.ru), [glaznev@geol.vsu.ru](mailto:glaznev@geol.vsu.ru)

Made correlation analysis bases density digital maps and the gravitational field of the Voronezh crystalline massif (VCM). Features reflection rocks of varying density in a gravitational field shows a schematic map of statistical probability density. The results of correlation analysis into account when creating a complex model of the lithosphere VCM.

## МЕТЕОРИТ ЦАРЕВ: ДРОБЛЕНИЕ В ОБЪЕМНОМ НАПРЯЖЕННОМ СОСТОЯНИИ

<sup>1</sup>**Никитин С.М.**, <sup>2</sup>**Скрипник А.Я.**, <sup>3</sup>**Асанов В.А.**, <sup>3</sup>**Паньков И.Л.**,  
<sup>3</sup>**Бельтюков Н.Л.**, <sup>4</sup>**Якушов А.С.**

<sup>1</sup>Лаборатория петромеханики (ООО «ЛС-КАМ»). Москва, [archont@mail.ru](mailto:archont@mail.ru);

<sup>2</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского. (ГЕОХИ) РАН, Москва, [skripnik@geokhi.ru](mailto:skripnik@geokhi.ru) .

<sup>3</sup>Горный институт Уральского научного центра (ГИ УрО) РАН. Пермь, [arc@mi-perm.ru](mailto:arc@mi-perm.ru)

<sup>4</sup>Московский государственный технический университет им. Н.Э.Баумана (МГТУ). [toge-net@yandex.ru](mailto:toge-net@yandex.ru)

Процессы дробления и уплотнения внеземного вещества рассматриваемые в качестве следствия ударных взаимодействий во многом определяют современные представления об эволюции космических тел. При этом последствия ударных нагрузок, достигающих 750 килобар, наблюдаются во внеземном веществе наряду с температурными воздействиями, способствующими расплавному процессам.

Вместе с тем, наличие в строении метеоритов развитой дефектной структуры, представленной порами, открытыми и залеченными трещинами, блоками, позволяет обратить внимание на процессы статической деформации и разрушения, как одного из основных механизмов, определяющих физические свойства астероидов и ядер комет. В этой связи динамика развития дефектной структуры в процессе нагружения представляет несомненный интерес для развития современной космогонии.

Согласно ранним исследованиям механических свойств метеоритов Кунашак L6, Еленовка L5(Медведев, 1974), Царев L5, КрымкаLL3, Kyushu L6, Pultusk H5 (Медведев, Горбачевич, Зоткин, 1985),SAU-001, GHUBARA ( Слюта и др. 2009), прочность и деформируемость хондритов в силу неоднородности подвержена существенной вариации, связанной с неоднородностью вещественного состава и строения. Исследования бимодального распределения прочности в структуре фрагментов хондрита Царев №15384.1 и №15398.9, установленного на основе испытаний образцов полуправильной формы при одноосном нагружении, позволили выделить три уровня иерархии, возможно экспонированными разными ударными событиями (Никитин, Якушов, 2013). Согласно имеющимся оценкам (Зоткин,1982), выполненным по соотношению минимальной и максимальной масс фрагментов, метеоритный дождь Царев испытал до 9-10 актов дробления.

Целью настоящего исследования является оценка механизмов развития дефектной структуры метеоритов при разрушении в

условиях объемного статического сжатия, при котором существенно изменяются их механические свойства.

Испытания в объемном неравнокомпонентном напряженном состоянии,  $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ , выполнены на образцах правильной формы метеорита Царев размером 25x25x50мм в режиме одноосного нагружения с боковым сжатием 5, 15, 25 и 35 МПа.

При интерпретация полученных нагрузочно-деформационных характеристик использованы представления концепции «сильного сжатия» в моделях механики дилатансии дефектных сред, позволяющих рассматривать иерархическую двухуровневую эволюцию трещинного разрушения (объемное предразрушение и локализованный рост трещин).

В качестве альтернативы аналогичные испытания выполнены на образцах габбро Головинского м-ния, рис.1.

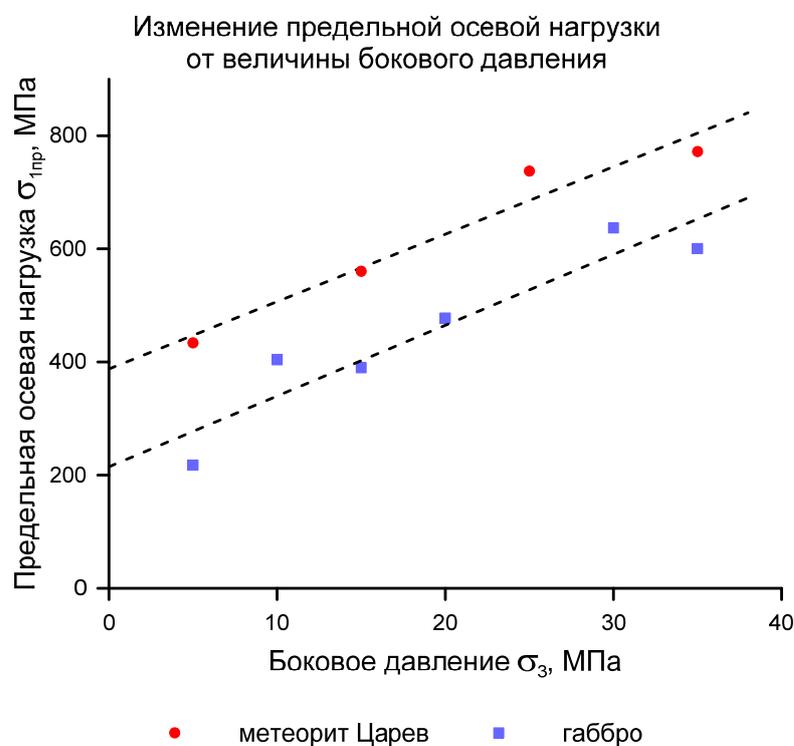


Рис.1

В результате испытания образцов из фрагмента метеорита Царев № 15383.5 установлено существенное увеличение прочности хондрита при сжатии, достигающее 772 МПа и обусловленное ростом внутреннего трения и сцепления.

Согласно паспорту прочности по теории Кулона-Мора соотношение предельных касательных,  $\tau$ , и нормальных,  $\sigma$ , напряжений в критическом состоянии хондрита Царев подчиняется зависимости -  $\tau = K \cdot \sigma + C = 1,58 \cdot \sigma + 56,14$  МПа.

Если в целом по сравнению с земным габбро метеорит оказывается прочнее, то его коэффициент внутреннего трения

оказывается несколько меньше, чем у габбро, но сцепление больше, так что для габбро  $\tau = K \cdot \sigma + C = 1,63 \cdot \sigma + 30,3 \text{ МПа}$ .

Особенности разрушения достаточно отчетливо различаются при фрактографической оценке поверхности скола. Если в метеорите развиваются в основном трещины сдвига с микроэшелонной структурой сместителя, то в габбро более преобладают открытые трещины отрыва с характерным рельефом берегов. И если трещины в метеорите заполнены мелко перетертым материалом, указывающим на преимущественно объемный механизм разрушения, то для габбро свойственна локализация разрыва, причем в плоскости сместителя реализуются процессы твердофазного массопереноса с выбросом материала из полости трещины.

Двухуровневое разрушение, впрочем, реализуется для всех исследованных материалов. Особенно ярко оно проявляется при анализе взаимосвязи боковой и осевой нагрузки, фиксируемой в момент носящей ударный характер потери прочности образца.

Особенность в том, что окончательная потеря устойчивости деформирования образца реализуется при спаде нагрузки, с некоторой задержкой относительно пика прочности, когда вслед за стадией предразрушения начинает оформляться магистральная трещина.

Анализ мелкой фракции раздробленного материала, полученного в результате одноосного, свободного от боковых нагрузок, сжатия позволяет увидеть продолжение процесса разрушения в стадии запредельного деформирования. Многоактность процессов разрушения образца и продолжающийся развал микрообломков, уже вынесенных из его объема магистральными трещинами, происходит за счет их внутренних сил. При этом особенностью мелкой фракции габбро является характерная для частиц выброса из трещин лещадная вытянутая форма, тогда как частицы метеорита имеют в основной массе более изометричную, округлую форму.

Наряду с этим, эксперименты с боковым сжатием обращают внимание на существенную роль в эволюции внеземного вещества процессов агрегации, активизирующихся по мере повышения нагрузки и благодаря которым форма образцов во время и после испытания остается неизменной.

В целом можно отметить, что процессы сильного сжатия уже раздробленного материала, очевидно способствующие его упрочнению, поддерживают устойчивость космического тела при его орбитальном движении и определяют параметры дробления при разрушении в атмосфере Земли.

Выполненные эксперименты подчеркивают также взаимосвязь статических и динамических (ударных) факторов и направлены на получение количественных оценок параметров свойств вещества

при разработке эволюционных моделей, использующих представления об устойчивости и механизмах дробления космических тел.

### **Литература**

1. Мигдасова Л.Ф., Заславская Н.И., Иванов Н.И. Особенности состава и структуры метеорита Царев. – Метеоритика, 1982, вып. 41, с. 13-30.
2. Витязев А.В., Печерникова Г.В. К синтезу космохимического и динамического подходов в планетной космогонии. – Метеоритика, вып.44, М., 1985 г. с 3-20.
3. Slyuta E.N., Nikitin S.M., Korochantsev A.V, Lorents C.A., Skripnik A.Ya.. PRELIMINARY DATA ON PHYSICAL AND MECHANICAL PROPERTIES OF TSAREV, Microsymposium 48.Abstract m48-38.
4. Никитин С.М., Якушов А.С. Оценка неоднородности каменных метеоритов на основе распределения прочности образцов. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» материалы 14 конференции. М., 2013, с.198-201.
5. Медведев Р.В. Определение механических и тепловых свойств метеоритов Кунашак и Еленовка. – Метеоритика, 1974, вып.33, с.100-104.
6. Зоткин И.Т. Каменный метеоритный дождь Царев. – Метеоритика, 1982, вып.41, с.3-12.
7. Медведев Р.В. Горбачевич Ф.Ф., Зоткин И.Т. Определение физических свойств каменных метеоритов применительно к изучению процессов их разрушения. – Метеоритика, 1985, вып.44, с.105-110.

TSAREV METEORITE: CRUSHING IN VOLUMETRIC STRESS STATE

<sup>1</sup>Nikitin S.M. <sup>2</sup>Skripnik A.Ya., <sup>3</sup>Asanov V.A., <sup>3</sup>Panykov I.L.,

<sup>3</sup>Beltyukov N.L., <sup>4</sup>A.S.Yakushov

<sup>1</sup>Laboratory of mechanics of rocks and ores. Company "LS-KAM",  
Moscow

<sup>2</sup>Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS,  
Moscow

<sup>3</sup>Mining institute of the Ural Branch RAS, Perm

<sup>4</sup>Bauman Moscow state Technical University, Moscow

Based on the analysis of the distribution and the shape of the particles under crushing the chondrite Tsarev L5 during the confined deformation the conclusion about the interrelation of the processes of static and dynamic fracture of the cosmic bodies was made.

## ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

**Павленкова Н.И.**

Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, [ninapav@mail.ru](mailto:ninapav@mail.ru)

Детальные сейсмические работы, проведенные в Северной Евразии с ядерными взрывами [2,5] выявили ряд необычных особенностей структуры верхней мантии, природа которых требует дополнительных исследований. Только для верхних 300 км мантии на основании комплексного анализа всех геолого-геофизических данных получена согласованная модель состава, температурного режима и физических параметров литосферы [3]. Но неясной остается природа астеносферы и расслоенности верхней мантии по сейсмическим скоростям и по структурной неоднородности.

По данным теплового потока глубина до «термической» астеносферы под сибирскими платформами оценивается в 250-300 км. Но на этой глубине в пределах всей Северной Евразии не выделено слоев с пониженной скоростью даже под Западно-Сибирской плитой с повышенным тепловым потоком. Напротив, в этой области скорости в низах верхней мантии выше, чем под холодным Сибирским кратоном, а слой с пониженной скоростью часто наблюдается внутри литосферы на глубине около 100 км.

Выявлена также расслоенность литосферы по реологическим свойствам: ее верхние 100 км представлены слоем повышенной жесткости и горизонтальной неоднородности относительно ниже лежащих слоев.

Все эти на первый взгляд необычные особенности сейсмической структуры верхней мантии находят объяснение на основе концепции флюидной адвекции и дегазации Земли. Так, по данным [4] в результате дегазации во внешней оболочке тектоносферы формируется мощная литосфера в виде истощенной (деплетированной) и кристаллизованной мантии. Поскольку содержание флюидных компонентов в твердой породе значительно ниже, чем в эквивалентном ей расплаве, перед фронтом кристаллизации должна нарастать концентрация флюидных и некогерентных элементов и таким образом может формироваться астеносфера. Верхняя граница такой флюидной астеносферы будет зависеть от температурного режима: под молодыми платформами с повышенным тепловым потоком она будет залегать выше, чем под древними кратонами. И такая астеносфера может характеризоваться повышенными сейсмическими скоростями под молодыми плитами по сравнению с кратонами, где ее мощность существенно сокращена и она более насыщена флюидами.

Именно это и наблюдается по сейсмическим данным под разновозрастными Сибирской и Западно-Сибирской платформами, где в низах верхней мантии нарушается общая закономерность в соотношении сейсмических скоростей и теплового режима. На глубине более 300 км скорости под холодным Сибирским кратоном ниже, чем под Западно-Сибирской плитой с повышенным тепловым потоком.

Такое же расхождение наблюдается в низах верхней мантии и между обобщенной по миру моделью IASP-91 и моделью Сибирского кратона: последняя отличается меньшими скоростями на глубине 250-400 км. Все это казалось трудно объяснимым: по расчетам [3] высокие скорости по модели IASP-91 на этой глубине приводят к инверсии расчетной температуры в низах верхней мантии, что по мнению этих авторов лишено физического смысла. Но эти расчеты были выполнены для «сухой» мантии. Наличие в ней флюидов позволяет объяснить наблюдаемые «несоответствия» большой мощностью флюидной астеносферы в сейсмоактивных регионах, для которых и построена модель IASP-9, и относительно меньшей концентрацией в ней глубинных флюидов.

Необычным в структуре верхней мантии Северной Евразии оказалось и наличие протяженных, четко выраженных сейсмических границ, природу которых объяснить трудно. Это границы N1 и N2 (граничные скорости  $V = 8.3-8.4$  км/с, глубина 70-160 км), L ( $V = 8.5$  км/с, глубина 220-250 км) и H ( $V = 8.6$  км/с, глубина 280-320 км),

Ранее по данным сейсмологии на глубине около 300 км выделялась только граница L, граница Lehmann. В настоящее время отмечаются отдельные случаи регистрации волн от мантийных границ по обменным волнам [1], но они не носят регулярный характер. Протяженные границы в верхней мантии трудно было ожидать, так как мантийные породы разного состава практически не различаются по сейсмическим скоростям, и никакие существенные фазовые переходы на этих глубинах не предполагаются.

Выделенные мантийные границы формируют интенсивные многофазовые отраженные волны, хотя существенного увеличения скорости на них не наблюдается. Математическое моделирование показало, что такие волны могут сформироваться в тонкослоистых пачках с чередованием прослоев повышенной и пониженной скорости [5]. Прослой с малыми скоростями могут быть созданы повышенной концентрацией в них глубинных флюидов, а высокоскоростные прослой менее проницаемыми анизотропными слоями.

Все это означает, что отмеченные сейсмические границы образуются на некоторых критических уровнях давления и

температуры, на которых происходят существенные физико-химические преобразования флюидных систем. Благодаря значительной подвижности глубинные флюиды достаточно быстро поднимаются вверх, и на некоторых уровнях давления и температуры из-за изменения добротности и проницаемости вещества задерживаются, образуя слои повышенной концентрации и соответствующие многослойные пакки. Такую же природу имеет, по всей видимости, и слой с пониженной скоростью на глубине около 100 км, который часто наблюдается на сверхдлинных сейсмических профилях.

Приведенная трактовка природы сейсмических границ и слоев с пониженной скоростью подтверждается их приуроченностью к областям смены реологических свойств верхней мантии. По этому параметру в верхней мантии Северной Евразии выделяется три слоя, разделенные границами N1 и H. Скоростные неоднородности на глубине около 80 км (над границей N1) четко описывают блоковую структуру этой части мантии. На глубине выше 100 км локальные скоростные аномалии практически исчезают. То есть на этой глубине повышается пластичность мантийного материала и поэтому здесь формируется граница N1 и слои с пониженной скоростью.

Существенные изменения в строении верхней мантии происходит и на границе H, которую можно считать подошвой литосферы. На этой границе тоже наблюдается смена структурного плана, означающая существенное увеличение пластичности мантийного вещества. Это подтверждается уменьшением на этих же глубинах величин добротности, определенных на основе спектрального анализа сейсмических волн [2].

Флюидной природой можно объяснить и расслоенность океанической верхней мантии. На Анголо-Бразильском геотраверзе в районе срединно-океанического хребта предполагалось наличие астеносферного выступа, созданного восходящим конвективным потоком. Но глубинные сейсмические исследования [6] выявили не астеносферный выступ, а несколько зон пониженных скоростей, разделенных, как и в платформенной мантии, слоями с большими скоростями (8.2-8.4 км/с).

### **Литература**

1. Винник Л.П., Алешин И.М., Кабан Н.К., Киселев С.Г., Косарев Г.Л., Орешин С.И., Райгбер К. Кора и мантия Тянь-Шаня по данным томографии приемных функций // Физика Земли. 2006. № 8. С. 14 - 26.

2. Егоркин А.В., Кун В.В., Чернышев Н.М. Поглощение продольных и поперечных волн в коре и верхней мантии Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 2. С. 37 - 50.
3. Кусков О.Л., Кронрод В.А., Прокофьев А.А., Павленкова Н.И. Петролого-геофизические модели внутреннего строения литосферной мантии Сибирского кратона // Петрология. 2014. т. 22. № 1. С. 21 - 49.
4. Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Смирновский сборник – 99 (научно-литературный альманах). Москва, 1999. С. 63-98
5. Павленкова Н.И., Павленкова Г.А. Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. Москва. ГЕОКАРТ: ГЕОС. 2014. 192 с.
6. Павленкова Н.И., Погребницкий Ю.В., Романюк Т.В. Сейсмоплотностная модель коры и верхней мантии Южной Атлантики на Анголо-Бразильском геотраверсе // Физика Земли, 10, 1993. С. 27-38.

#### NATURE OF SEISMIC HETEROGENEITY IN THE UPPER MANTLE OF THE NORTHERN EURASIA.

Pavlenkova N.I., Institute of Physics of the Earth (IPE), Moscow,  
[ninapav@mail.ru](mailto:ninapav@mail.ru)

Deep seismic studies reveal several low velocity layers and regional boundaries in the upper mantle. The boundaries are not simple discontinuities, they are heterogeneous (thin layering) weak zones. The most realistic explanation of such zones is a concentration of mantle fluids at some critical depths. The fluids change the mechanical properties of the matter and result in origin of the corresponding low velocity layers and seismic boundaries.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН ПРИ МАЛЫХ ЗНАЧЕНИЯХ SNR (ЛАБОРАТОРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ)

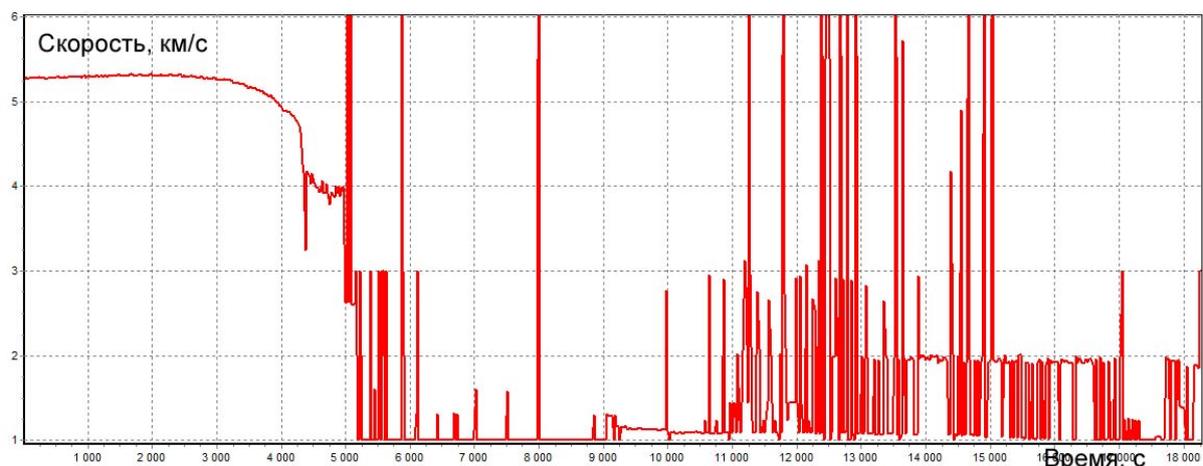
**Патонин А.В., Шихова Н.М.**

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН (ИФЗ), Москва,  
[patonin@borok.yar.ru](mailto:patonin@borok.yar.ru), [extern@borok.yar.ru](mailto:extern@borok.yar.ru)

Разработанная на прессе INOVA система регистрации скоростей распространения упругих волн успешно работает с 2008 г. Погрешность определения скорости по каждой из 16 трасс находится в пределах 0.5% при амплитуде зондирующего сигнала до 60 в. На гранитах, базальтах и сухих мелкопористых песчаниках амплитудное соотношение сигнал шум SNR доходит до 400 (примерно 30 дБ). Однако в ходе эксперимента, по мере разрушения материала, формирования микротрещин и нарушения акустического контакта с датчиками происходит уменьшение этого соотношения до 2-5 (примерно 5 дБ), что приводит к резкому увеличению погрешности измерения скорости, достигающей до 100-200%. Это, в свою очередь, делает решение задачи локации сигналов акустической эмиссии некорректным. Последние опыты на материалах из Баженовской свиты показали высокое затухание зондирующего сигнала в материале с большим процентным содержанием нефтепродуктов. При этом даже начальное соотношение SNR не удается поднять выше 10 дБ. В регистрирующую аппаратуру изначально была заложена возможность увеличения SNR за счет методики накопления сигналов зондирования. Однако это приводит к не пропорциональному росту времени измерения, при этом регистрация волновых форм сигналов акустической эмиссии не производится. На интервале в десятки секунд возникает потеря данных. Для устранения потери данных волновых форм сигналов акустической эмиссии и для получения достоверных данных по скоростям распространения упругой волны потребовалось разработать новый алгоритм.

В основу ранее используемого алгоритма была положена комбинация порогового метода и поиска пересечения нуля волновой формой сигнала зондирования. В программе расчета заранее задается порог по которому осуществляется поиск начала сигнала. В данном случае задается положительный порог. Затем путем отката назад ищется пересечение нулевой отметки. Момент пересечения и принимается за начало сигнала. Однако этот достаточно простой и эффективный алгоритм начинает давать сбои при уменьшении уровня сигнала. Это приводит к пропуску первой

полуволны, что влечет за собой сбои и резкое изменение значения найденной скорости (рис.1).



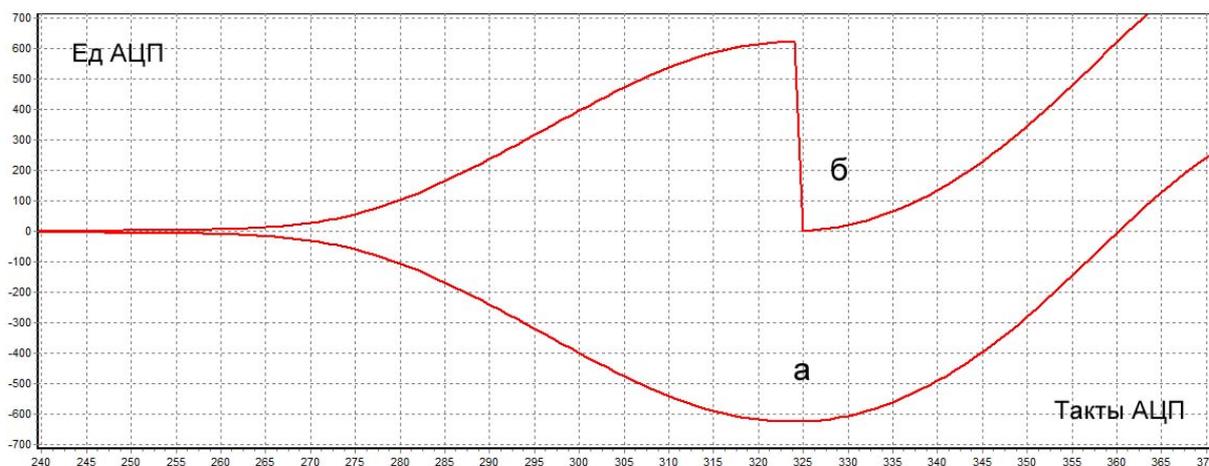
**Рис.1.** Скорость по трассе вычисленная пороговым алгоритмом.

Уменьшение порогового значения ниже определенного уровня не приводит к положительным результатам, так как существенным образом начинает влиять собственный шум системы регистрации и наличие сигналов акустической эмиссии, проникающих в канал.

В основу нового метода определения скорости распространений упругих волн положены ранее проведенные исследования по определению момента прихода упругой волны. Из опыта проведения экспериментов нам известно, что значение скорости упругой волны по заданному направлению не может изменяться скачком (за исключением случаев образования магистрального разлома). Поэтому одним из важных моментов нового алгоритма является контроль динамики изменения скорости по предыдущим замерам.

В качестве начальных значений скоростей и поправочных коэффициентов по трассам берутся расчеты по первым трем сессиям зондирования. Для этого записанная зондирующая форма усредняется по 13 точкам (интервал осреднения = 325 нС) со сдвигом на половину интервала. Далее вычисляется разница между соседними точками, то есть фактически производная сигнала. И осуществляется кумулятивное накопление модуля этой разницы с постоянным контролем знака производной. Как только фиксируется смена знака производной кумулятивный счетчик сбрасывается в ноль и процесс накопления модуля производной повторяется. Тем самым мы фактически ищем точки перегиба на волновой форме. Эта процедура позволяет существенно снизить собственные шумы канала регистрации, лежащие в более высоком частотном диапазоне. Далее делается оценка уровня собственных шумов на интервале до момента прихода волны и выбирается порог

дискриминации. По уровню этого порога на производной сигнала ищется начало подвижки упругой волны, а затем фиксируется момент резкого падения производной сигнала, показывающий точку перелома первой полуволны исходного сигнала (рис.2). Используя старый алгоритм расчета скорости вычисляются поправочные константы для дальнейших расчетов по новому алгоритму для каждой из трасс. Указанный алгоритм включен в программу обработки данных пресса INOVA. В программу расчетов также заложена возможность контроля и коррекции поправочных констант для текущей сессии зондирования в случае резкого отклонения вычисленной скорости от ее значения в предыдущей сессии.

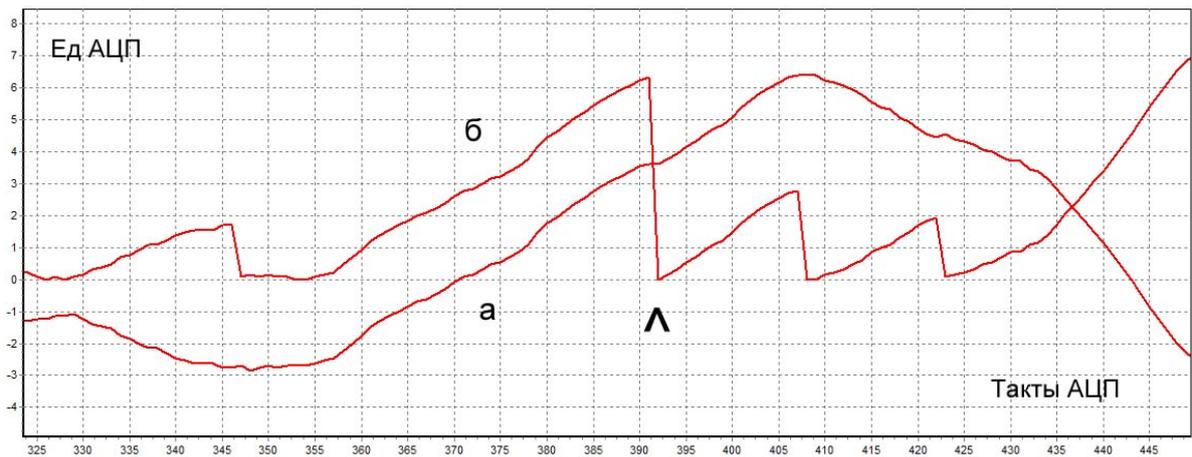


**Рис.2** Поиск момента прихода волны по производной с накоплением. а- исходный сигнал, б- кумулятивная производная.

На рис.3 представлены результаты расчета новым алгоритмом, при этом минимальные значения SNR составляют 2-3 (рис.4)



**Рис.3.** Результаты расчета скорости новым алгоритмом.



**Рис.4** Пример выделения момента прихода волны при малом SNR. Момент вступления отмечен стрелкой.

Несомненная эффективность применения нового алгоритма расчетов скоростей распространения упругих волн при малых значениях SNR позволит проводить качественную локацию источников сигналов акустической эмиссии насыщенных песчаников и материалов на закритической стадии разрушения.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ № 14-17-00658*

#### DETERMINING THE SPEED OF PROPAGATION OF ELASTIC WAVES AT LOW VALUES OF SNR (LABORATORY EXPERIMENTS)

**Patonin A.V., Shikhova N.M.**

Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences (IPE RAS), Moscow,

[patonin@borok.yar.ru](mailto:patonin@borok.yar.ru)

A new algorithm for determining the velocity of propagation of elastic waves is worked out. The algorithm is integrated into the software of system INOVA press and successfully operates at low signal-to-noise relation. This allows to estimate reliably velocities at supercritical phase of destruction of the rock's samples.

## РЕМАСШТАБИРОВАНИЕ ФЛЮИДОПРОВОДЯЩИХ РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР

<sup>1</sup>**Петров В.А.**, <sup>2</sup>**Леспинас М.**, <sup>1</sup>**Полуэктов В.В.**, <sup>1</sup>**Устинов С.А.**,

<sup>1</sup>**Минаев В.А.**

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, [vlad@igem.ru](mailto:vlad@igem.ru)

<sup>2</sup>Лаборатория Георесурсов, Университет Лотарингии, Нанси, Франция, [marc.lespinasse@univ-lorraine.fr](mailto:marc.lespinasse@univ-lorraine.fr)

Основная цель работы – установить взаимосвязь между геометрическими параметрами (плотность и протяженность) разрывных систем четырех масштабных уровней (километры, метры, сантиметры и миллиметры) и дальнейшего использования этих геоструктурных данных для концептуального и числового моделирования процессов фильтрации флюидов и транспорта радионуклидов, происходящих в трехмерном трещинно-поровом пространстве в различной степени деформированных и метасоматически измененных кристаллических пород.

Вопросы ремасштабирования (апскейлинг и даунскейлинг) фильтрационных и геомеханических параметров пород являются предметом детального изучения в последнее десятилетие в связи с созданием трёхмерных численных гидродинамических моделей многофазной фильтрации, тектонофизических моделей, моделей сложных геологических структур и т.д. [Mallet, 2014]. Например, гидродинамические модели создаются на основе геологических моделей, которые могут содержать такое количество ячеек в разностной сетке, что время расчётов становится неприемлемым. Возникает необходимость уменьшить количество ячеек модели. Для этого мелкие ячейки геологической сетки объединяются в крупные ячейки гидродинамической сетки. Эквивалентные фильтрационно-ёмкостные параметры этих крупных ячеек задаются таким образом, чтобы различие результатов расчётов на исходной и укрупненной сетках было минимальным. Аналогичная процедура применяется для реконструкции полей напряжений и деформаций, в том числе в связи с анализом процессов рудообразования [Петров и др., 2015].

Моделирование фильтрационно-ёмкостных свойств пород базируется на статистических данных по гидравлической проводимости трещин [Dewandel et al., 2012], на материалах полевых исследований (количество трещин, протяженность, апертура) [Castaing et al., 1996], а также на данных по эволюции трещинных систем, включая время их образования и кинематику [Le Garzic et al., 2011].

Основная методологическая проблема этих исследований – сложность, порой невозможность, сбора количественных данных о трещинных флюидопроводящих системах различного масштабного уровня в одном и том же месте. Поэтому вопросы апскейлинга и даунскейлинга свойств пород решаются, как правило, с помощью различных математических приёмов. В литературе практически отсутствуют материалы полевых и лабораторных исследований, связывающих километровый и микрометрический масштабы измерений в одном районе.

Объектом нашего изучения являлось западное и северо-западное обрамление Стрельцовской кальдеры в ЮВ Забайкалье. Породы здесь представлены гранитами и гранито-гнейсами урулюнгуевского комплекса позднего рифея (804 – 784 млн. лет), подвергнутые полистадийным динамометаморфическим и гидротермально-метасоматическим изменениям [Petrov et al., 2013].

Как отмечалось, исследования проводились на четырех масштабных уровнях: от спутниковых (километровых) и метрических до сантиметровых и микрометрических. Подсчёт параметров систем трещин осуществлялся методами дешифрирования космоснимков и анализа полевых маршрутных данных, а также с использованием более специфических подходов, таких как пропитка образцов пород подкрашенной смолой для выявления трещин в сантиметровом масштабе и анализ структуры микротрещинного пространства.

Линеаменты соответствуют разлому или линейным трещинным системам в километровом масштабе. Они выявлялись на космоснимках. Изученная область составляла  $400 \text{ км}^2$  (20 x 20 км). Ориентировка в пространстве и протяженность линеаментов устанавливались с помощью компьютерных кодов программы ImageJ, что позволило получать показатели удельной площади (количество/ $\text{мм}^2$ ) и удельной протяженности ( $\text{мм}/\text{мм}^2$ ). Длина каждого линеамента рассматривалась в отношении к половине периметра FERET (Facial Recognition Technology Program) с учётом того, что линеаменты линейны и что их толщина может быть приравнена к одному пикселю.

Метрические неоднородности были исследованы в полевых условиях на 14 обнажениях пород Уртуйского гранитного массива. Площадь каждого обнажения составляла не менее  $25 \text{ м}^2$ . К неоднородностям относились трещины различной морфологии без видимых смещения стенок. Их показатели плотности были получены на каждом обнажении за счёт подсчёта общего количества для всех систем с одинаковым простиранием и румбом падения. Длина неоднородностей на обнажениях не определялась.

Сантиметровые трещины изучались в 14 штуфах, вырезанных из пространственно ориентированных образцов с каждого обнажения. Эти трещины в основном прямолинейны, характеризуются различным минеральным выполнением, секут границы зерен и формируют устойчивые сети. Для их визуализации штуфы пропитывались подкрашенной синими чернилами смолой Araldite DBF01 (низкая вязкость при 80°C) и затвердителем HY956EN. Пропитка проводилась в специально сконструированной камере с контролем давления и температуры. Максимальное давление составляло 200 бар. Время пропитки около 1 часа. Каждый ориентированный образец был разделён на секции по 2-3 см<sup>3</sup>. После полировки поверхностей образцы помещались в камеру. Полимеризация смолы происходила при атмосферном давлении и температуре 80°C. После охлаждения из секций изготавливались ориентированные шлифы. Каждая ориентированная секция сканировалась с высоким разрешением для получения изображения трещин в сантиметровом масштабе. Заполненные синей смолой трещины были хорошо различимы на плоскостях образцов. Пространственные параметры трещин определялись с помощью программы ImageJ.

Трещины микрометрического масштаба изучались в 13 ориентированных прозрачно-полированных шлифах (каждый площадью 3.75 см<sup>2</sup>), изготовленных из ориентированных секций. К этим неоднородностям отнесены планарные системы флюидных включений (ПСФВ). Они были проанализированы с помощью метода Anlma и компьютерных кодов [Lespinasse et al., 2005].

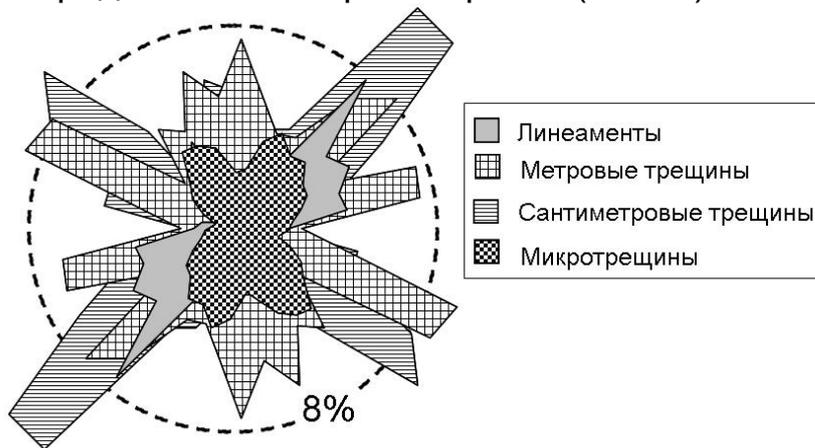
Таким образом, геометрические параметры флюидопроводящих разрывных структур, развитых в районе Стрельцовской кальдеры, были изучены на четырех масштабных уровнях (Таблица).

**Таблица:** Параметры разномасштабных неоднородностей

Масштаб разрывного нарушения	Кол-во (N)	Изученная площадь	Суммарная длина	Удельная плотность (N/мм <sup>2</sup> )	Удельная длина (мм/мм <sup>2</sup> )
Линеаменты	298	40 км <sup>2</sup>	211.63 км	$7.45 \cdot 10^{-14}$	$5.28 \cdot 10^{-07}$
Метровые трещины	1148	350 м <sup>2</sup>	не опред.	$3.28 \cdot 10^{-07}$	не опред.
Сантиметровые трещины	221	48,75 см <sup>2</sup>	41.6 см	$4.53 \cdot 10^{-02}$	$8.53 \cdot 10^{-02}$
Микротрещины (ПСФВ)	2275	482 мм <sup>2</sup>	590 мм	4.72	1.224

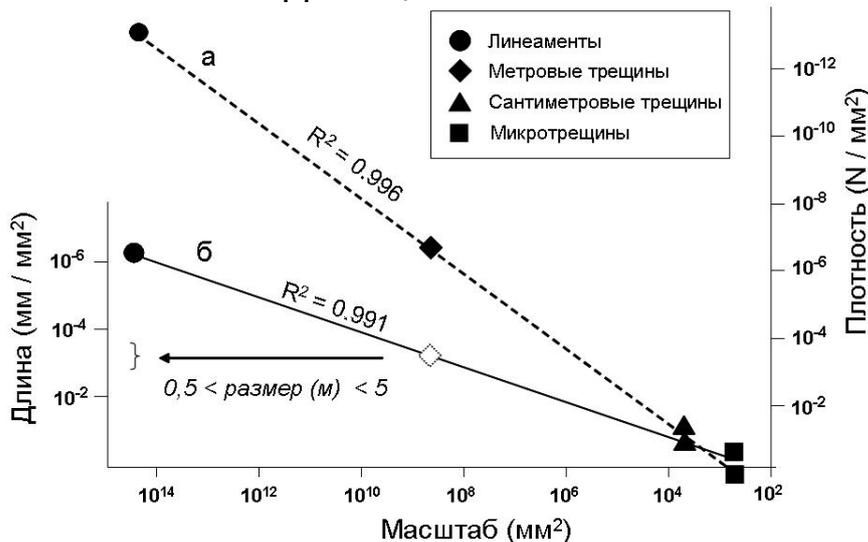
Сравнительный анализ ориентировок неоднородностей показывает, что СВ-ЮЗ и СЗ-ЮВ направления присутствуют на всех

масштабных уровнях, а различия намечаются для субширотных и субмеридиональных ориентировок (Рис. 1).



**Рис. 1.** Сравнительные диаграммы (количество / ориентировка) для неоднородностей всех масштабов.

Для удельной плотности и длины неоднородностей всех масштабных уровней установлены линейные отношения (Рис. 2). Наклон линии регрессии удельной плотности  $Y=3.4962x^{-1.1497}$  с корреляцией 0.996. Наклон линии регрессии удельной длины  $Y=1.0388x^{-0.5254}$  с корреляцией 0.991.



**Рис. 2.** Отношения масштабов флюидопроводящих неоднородностей к удельной плотности (а) и длине (б).

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 15-05-01369).*

### Литература

1. Петров В.А., Ребецкий Ю.Л., Полуэктов В.В., Бурмистров А.А. Тектонофизика гидротермального рудообразования: пример Мо-

- У месторождения Антей, Забайкалье // Геол. рудн. м-ний. 2015. т. 57. № 4. С. 327-350.
2. Castaing C., Halawani M.A., Gervais F. et al. Scaling relationships in intraplate fracture systems related to Red Sea rifting // Tectonophysics. 1996. N 261. P. 291-314.
  3. Dewandel B., Maréchal J.-C., Bour O. et al. Upscaling and regionalizing hydraulic conductivity and effective porosity at watershed scale in deeply weathered crystalline aquifers // J. Hydrology. 2012. Vol. 416–417. P. 83–97.
  4. Le Garzic E., De L'Hamaide T., Diraison M. et al. Scaling and geometric properties of extensional fracture systems in the proterozoic basement of Yemen. Tectonic interpretation and fluid flow implications // J. Struct. Geol. 2011. N 33. P. 519-536.
  5. Lespinasse M., Désindes L., Fratzak P., Petrov V. Microfissural mapping of natural cracks in rocks: implications on fluid transfers quantification in the crust // Chem. Geol. Spec. Issue. 2005. Vol. 223. P. 170-178.
  6. Mallet J.-L. Elements of Mathematical Geology: the GeoChron Model. EAGE Publications. 2014. 374 p.
  7. Petrov V.A., Lespinasse M., Poluektov V.V. et al. Stress-time context of fault permeability at the Krasnokamensk Area, SE Transbaikalia // J. Physics. 2013. Conference Series: 416.

#### UP- AND DOWNSCALING OF FLUID-CONDUCTING DISCONTINUITIES

<sup>1</sup>**Petrov V.A.**, <sup>2</sup>**Lespinasse M.**, <sup>1</sup>**Poluektov V.V.**, <sup>1</sup>**Ustinov S.A.**,  
<sup>1</sup>**Minaev V.A.**

<sup>1</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS, Moscow, [vlad@igem.ru](mailto:vlad@igem.ru)

<sup>2</sup>Laboratory of GeoRessources, University of Lorraine, Nancy, France, [marc.lespinasse@univ-lorraine.fr](mailto:marc.lespinasse@univ-lorraine.fr)

The combination of data on scaling relationships between four different sets of fluid-conducting discontinuities (satellite and metric to centimetric and micrometric) developed within the Streltsovsk Uranium District in SE Transbaikalia is presented. These data are required for conceptual and numerical modelling of the main features, events, and processes existing at different geometric scales within 3D space of variously deformed and altered fractured porous media subjected to radionuclide migration and accumulation in the context of spatial-temporal evolution of fault-fracture networks.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА НА ПЛАНЕТАХ

**Печерский Д.М.**

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН),  
ул. Б. Грузинская, 10, Москва, Д-242, 123242.

Суммированы результаты термомагнитных (ТМА) и микронзондовых (МЗА) исследований самородного железа из земных пород, гипербазитов, базальтов и внеземных - из осадков и метеоритов [Печерский,2012,2015].

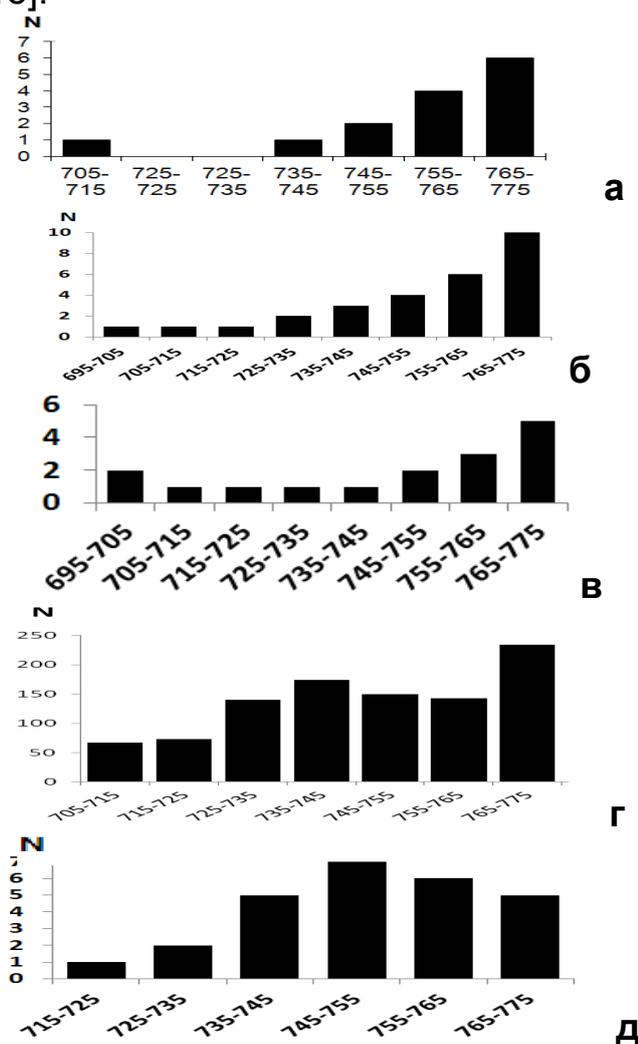


Рис.1. Гистограммы распределения числа измерений N по точкам Кюри (в градусах Цельсия) самородного железа в гипербазитах (а), в траппах (б), в океанских базальтах (в), в осадках (г) и в метеоритах (д).

По данным ТМА во всех земных породах зафиксированы  $T_c=740-760^\circ\text{C}$  железа (рис.1), концентрация 0.0001-0.02%. В осадках чаще, чем в гипербазитах и базальтах, встречаются частицы самородного железа с  $T_c=730-760^\circ\text{C}$  (рис. 1г). Их доля заметно возрастает в метеоритах (рис. 1д). По данным МЗА число частиц железа, не содержащего никеля, в земных породах 70%-86% и только 8% - в метеоритах (табл.). Остальные 92% в метеоритах - это Fe-Ni сплавы, шрейберзит и др. Составы таких частиц железа сходны в осадках, гипербазитах, базальтах и метеоритах.

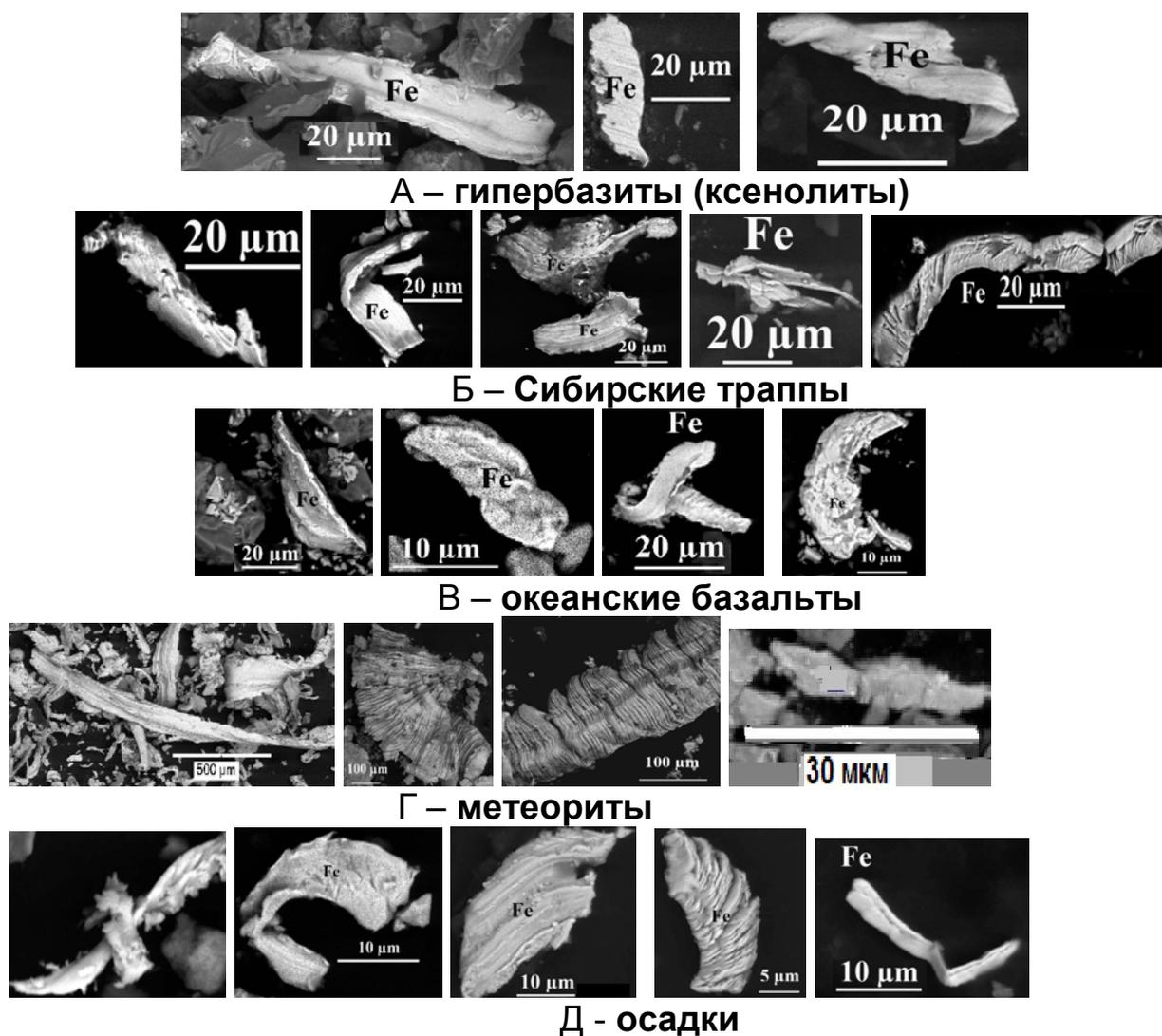


Рис.2. Примеры частиц железа в гипербазитах (а), в траппах (б), в океанских базальтах (в), в каменных метеоритах (г) и в осадках (д).

Подавляющее большинство частиц железа в осадках, гипербазитах, траппах, океанских базальтах и метеоритах (рис. 2) имеют одну и ту же форму; идентичное одномодальное распределение по размеру от субмикронных до 300-600 мкм с одинаковой модой 10-20 мкм.

Глобальное распространение частиц самородного железа, не содержащих примеси никеля, логично связать с межпланетной пылью (IPD). По современным представлениям, IPD представляет собой каменную крошку, образовавшуюся в результате столкновения астероидов, комет и других тел. Сходство самородного железа во всех исследованных объектах позволяет сделать вывод об аналогичных условиях формирования разрушенных планет - источников IPD с земными условиями. Самородное железо без никеля, очевидно, связано с верхнемантийными и коровыми породами, доля которых (каменные метеориты) в десятки раз превышает долю пород ядра (железные метеориты) [McFadden et al., 2007; Печерский, 2012, 2015].

По нашим данным (табл.), отношение Fe/FeNi в траппах 31, в океанских базальтах 8.4; в лунных базальтах >20; в гипербазитах 5.6; в

каменных и железных метеоритах 0.147 и 0.146 (табл.). В осадках это отношение – 3.9, т.е. близко породам верхней мантии. Соответственно, можно предположить, что в осадках накапливаются частицы самородного железа, в сумме отражающие отношение Fe/FeNi в верхней мантии планеты - источника IPD (в понятие «верхняя мантия» не вкладывается сейсмологическое значение). В изученных нами образцах каменных метеоритов концентрация Fe+FeNi равна 0.3-9%, соответственно, они относятся к низам мантии.

**Таблица. Частицы железа и Fe-Ni сплавов в планетах.**

	N	∑	Fe	FeNi	Ni	Fe/FeNi	ШР
Траппы (кора)							
	21	72	62	2	9	31	0
%			86	2.8	12		0
Океанские базальты (кора и верхи мантии)							
	14	79	67	8	4	8.4	0
%			85	10	5		0
Гипербазиты (ксенолиты) (верхняя мантия)							
	16	166	128	23	16	5.6	0
%			77	14	10		0
Осадки (верхняя мантия)							
	105	552	388	99	65	3.9	2
%			70	18	12		0,4
Метеориты каменные (низы мантии)							
	16	267	34	232	4	0.147	6
%			12,8	87,3	1.5		2,2
Метеориты железные (Ж+ЖК) (ядро)							
	28	535	68	466	1	0.146	90
%			12.7	87.1	0.2		16.8

Примечание: N – число образцов в данной группе пород; ∑ - общее число частиц железа и никеля (Fe+FeNi+Ni) в данной группе пород; Fe – число частиц железа, не содержащих никеля; FeNi – число частиц Fe-Ni сплавов, Fe/FeNi – их отношение; Ni – число частиц никеля; ШР – число частиц шрейберзита (Fe,Ni)<sub>3</sub>P; % - процентное отношение Fe, FeNi, ШР к ∑.

Сказанное подчеркивается и распределением шрейберзита: он типичен для железных метеоритов и практически отсутствует в породах верхней мантии [табл.]. Из сказанного следует, что материал верхней мантии планет легче разрушается, чем материал нижней мантии и ядра. Соответственно, в IPD попадает, в основном, материал верхней мантии, где Fe/FeNi=5.6-3.9. Материал же нижней мантии и ядра попадает на Землю, главным образом, в виде относительно крупных обломков метеоритов, в них Fe/FeNi=0.146-0.147. Описываемая тенденция прослеживается и по общему содержанию никеля в горных породах: в железных метеоритах около 10% Ni, в хондритах резко падает до 0.05-1%Ni и в углистых хондритах – до 0.01%Ni [Маракушев и др., 1992; Хаббард, 1987; McFadden et al., 2007]. Таким образом, отчетливо видна тенденция распределения Fe-Ni сплавов в разрезе планеты: от высокой, более 90%, в ядре,

преобладающей их доли в низах мантии, до относительно низкой (14%) в верхней мантии и до практического отсутствия в основных магматических породах земной коры. При этом концентрация Fe+FeNi в ядре (железные метеориты, табл.) и нижней мантии (каменные метеориты, табл.) практически одинаково, но существенно меняется содержание шрейберзита: от 17% в ядре (железные метеориты) до менее 3% в нижней мантии (каменные метеориты) (табл.) и единичных зерен в верхней мантии (табл.). Из всего материала следует возможность построения единой модели распределения самородного железа в планетах: таблица.

**Общность распределения металлического железа в планетах, очевидно, определяется действием общего закона, как закон всемирного тяготения (гравитации), как на стадии существования газовой пылевой облака, так и гравитационной дифференциации в процессе формирования планет.**

**Благодарности:** Д.М.Кузиной – за ТМА, В.А.Цельмовичу – за МЗА.

### **Литература**

1. *Маракушев А.А., Грановский Л.Б., Зиновьева Н.Г.* Космическая петрология. М.: изд. МГУ. 1992. 325 с.
2. *Петромагнитная модель литосферы.* Ред. И.К.Пашкевич.
3. Киев: Наукова Думка. 1994. 345с
4. *Печерский Д.М.* Самородное железо и другие магнитные минералы в осадках: термомагнитные признаки космического происхождения. Saarbrücken: Palmarium Academic Publishing. 2012. 107с.
5. *Печерский Д.М.* Распределение частиц самородного железа и Fe-Ni сплавов на планетах. Saarbrücken: Palmarium Academic Publishing. 2015. 56 с.
6. *Хаббард У.* Внутреннее строение планет. М.: Мир, 1987. 328 с.
7. *McFadden L., Weissman P.R., Johnson T.V.* Encyclopedia of the Solar System. 2007. 992 p.

### **NATIVE IRON ON PLANETS**

#### **Pechersky D.M.**

O.Yu.Shmidt`s Institute of Physics of the Earth RAS (IFZ RAS)

As a result of TMA and MPA, particles of native iron in terrestrial and extraterrestrial rocks are close on composition, the form and the size of grains that speaks about similarity of sources of formation of such particles. This similarity, most likely, is connected with uniformity of a gas-dust cloud at an early stage of existence of all star-planetary systems. IPD consists, generally from material of the upper mantle of planets.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О РОЛИ ФЛЮИДНОЙ КОМПОНЕНТЫ В СЕЙСМОГЕНЕЗЕ

**Родкин М.В.**

Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики, ИТПЗ РАН, [rodkin@mitp.ru](mailto:rodkin@mitp.ru)

Известно, что сейсмический режим, в частности в окрестности сильных землетрясений, очень изменчив. Такая изменчивость является одной из причин неопределенности в вопросе, что можно считать предвестником, и с какой степенью надежности.

В целях решения этой проблемы ставилась задача выявления типичных черт сейсмического режима в окрестности сильных землетрясений. Для решения этой задачи автором строилась так называемая обобщенная окрестность сильного землетрясения. Под такой обобщенной окрестностью понималась совокупность землетрясений, попадающих в пространственно-временную окрестность одного из сильных землетрясений из данного набора сильных (сильнейших) землетрясений. Рассматривались разные варианты обобщенной окрестности, с нормировкой и без нормировки на магнитуду данного сильного (сильнейшего) землетрясения. Использовались и разные наборы сильных землетрясений (100 сильнейших, 300, 500, 1000 сильнейших землетрясений).

Целью процедуры построения обобщенной окрестности сильного землетрясения является уменьшение роли случайной компоненты, и резкое улучшение статистики, что позволяет выявить особенности режима фор- и афтершоковой активности более детально. В рамках такой постановки задачи в предыдущих работах автора [Родкин, 2008; Rodkin, 2012] рассматривались все имеющиеся в каталоге события (в частности, в каталоге сейсмических моментов GCMT). Как следствие этого, возникла критика, что выявляемые соотношения являются неправомерными, так как в них очень велик вклад слабых непредставительных землетрясений.

С целью ответа на эту критику, работа была повторена по данным более поздней версии каталога GCMT с учетом только достаточно представительных землетрясений ( $m_w \geq 5.0$  и  $m_w \geq 5.4$ ). Было показано, что выявленные ранее закономерности выполняются также и в случае использования только таких представительных землетрясений (естественно, детальность анализа может оказаться при этом ниже).

Подтвердились уточненные ранее закономерности изменения активности фор- и афтершокового каскада. Подтвердилось также, что целый ряд средних значений параметров землетрясений линейно изменяется с уменьшением логарифма времени, остающегося до момента основного события (момента обобщенного сильного землетрясения).

Кроме подтверждения ранее описанных закономерностей, была выявлена новая закономерность, ранее незамеченная. Оказалось, что глубины слабых землетрясений имеют тенденцию всплывать в период развития форшокового процесса. Среднее значение глубины очагов медленно восстанавливается по мере затухания

афтершокового каскада. Подобная тенденция ранее была обнаружена в фор- и афтершоковых последовательностях недавних  $m_w9+$  мега-землетрясений [Rodkin, Tikhonov, 2014]. Теперь показана систематичность такого рода изменений глубины фор- и афтершоков для сильных землетрясений.

Выявленная тенденция изменения глубины землетрясений может обуславливаться, предположительно, присутствием в очаговой зоне флюида низкой плотности. Активизация процессов перетока такого флюида к поверхности вполне ожидаема при развитии микротрещиноватости в очаговой области готовящегося сильного землетрясения и в афтершоковый период, пока не происходит залечивание значительной доли образовавшихся нарушений.

Представляется существенным также, что, по-видимому, такой предвестник является единственным специфическим именно для сейсмичности предвестником, выявляемым в обобщенной окрестности сильного землетрясения. Остальные предвестники описывают развитие неустойчивости, но не характеризуют конкретный физический механизм развития сейсмической неустойчивости. Отметим также, что данные по аномалии значений средних глубин землетрясений позволяет подойти к оценке пиковых значений проницаемости в земной коре.

### **Литература**

1. Родкин М.В. Сейсмический режим в обобщенной окрестности сильного землетрясения. Вулканология и сейсмология, 2008, 66-77, №6.
2. Rodkin, M.V. Patterns of seismicity found in the generalized vicinity of a strong earthquake: Agreement with common scenarios of instability development, in Extreme Events and Natural Hazards: The Complexity Perspective, Geophys. Monogr. Ser., 2012, v. 196, 27–39.
3. Rodkin M.V., Tikhonov I.N. Seismic Regime in the Vicinity of the 2011 Tohoku Mega Earthquake (Japan,  $M_w = 9$ ). Pure and Applied Geophysics: Volume 171, Issue 12 (2014), 3241-3255.

### **NEW RESULTS ON THE DEEP FLUID INVOLVEMENT IN SEISMOGENESIS**

#### **Rodkin M.V.**

Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics  
RAS, Profsoyuznaya 84/32, Moscow 117997, Russia, [rodkin@mitp.ru](mailto:rodkin@mitp.ru)

Below the method of construction of the generalized vicinity of a large earthquake was suggested. But this method was used preliminary with the use of parameters of weak earthquakes with very incomplete registration. Now this method was applies for the case of larger earthquakes with complete registration. The earlier obtained results were confirmed, and the new anomaly of a decrease of a mean earthquake depth in the generalized vicinity of large earthquake was revealed. This anomaly is suggested to be connected with the deep fluid involvement in the seismogenesis.

# О ФЛЮИДОМЕТАМОРФОГЕННОЙ МОДЕЛИ СЕЙСМОГЕНЕЗА И О СВЯЗИ ЭПИЗОДОВ ВЫСОКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ С МЕТАМОРФИЗМОМ И СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

<sup>1</sup>**Родкин М.В.**, <sup>2,3</sup>**Жариков А.В.**

<sup>1</sup>Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики, ИТПЗ РАН, [rodkin@mitp.ru](mailto:rodkin@mitp.ru)

<sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,

<sup>3</sup>Институт экспериментальной минералогии РАН

Как известно, вполне удовлетворительной физической модели землетрясения на данный момент по-прежнему не существует. Установлено, что землетрясения связаны со сдвиговым разрушением, с приемлемой точностью описывается процесс излучения сейсмических волн, но механизм потери прочности горных пород остается неясным. Фундаментальным затруднением является различие между определяемыми в лаборатории значениями разрушающих напряжений и много меньшими величинами различными способами оцениваемых тектонических и сейсмогенных напряжений [Rodkin, 1997; и др.]. Различие оценок достигает порядка величины, и быстро растет с увеличением глубины землетрясения.

Рассогласование принято объяснять тем, что большую (а возможно и решающую) роль в развитии сейсмичности играет наличие флюида. В простейшем варианте такой модели предполагается уменьшение эффективного давления на величину сублитостатического давления флюида (соответственно происходит и сильное уменьшение разрушающих напряжений). Однако такая модель как бы предполагает возможность возникновения в литосфере практически непрерывных плоских структур размером с очаг землетрясения, «наполненных флюидом». Существование подобных структур иными данными не подтверждается.

Общераспространенный подход, однако, не учитывает наличие в Земле многочисленных метаморфических и фазовых превращений вещества литосферы. А легко показать, что удельные изменения объема горных пород и поглощения/выделения энергии при таких превращениях обеспечивают на порядки большие изменения плотности и термодинамических потенциалов, чем при характерных для литосферы изменениях температуры и давления. Отсюда следует, что такого рода изменения могут играть решающую роль (во всяком случае, должны учитываться) в моделях сейсмогенеза и тектогенеза.

Фазовая модель глубоких землетрясений и флюидометаморфогенная модель коровых землетрясений были представлены в монографиях [Калинин и др., 1989; Родкин, 1993; Киссин, 2015]. Применительно к коровой сейсмичности предполагается развитие положительной обратной связи между

скоростью процесса метаморфизма и ростом микротрещиноватости и активностью флюидного режима. Действительно, рост активности флюидного режима, играющего роль эффективного катализатора метаморфических превращений в иных условиях, часто сильно заторможенных, приводит к их ускорению. В свою очередь развитие метаморфических превращений предполагает изменение плотности компонентов породы, а возможно и выделение флюида. Следствием изменения плотности компонентов породы является рост локальных напряжений и микротрещиноватости. Рост микротрещиноватости, в свою очередь, способствует дальнейшему росту активности флюидного режима. Легко видеть, что реализация такой обратной связи предполагает всплески проницаемости, которая возрастает на несколько порядков величины.

В означенной модели важную роль играет также то, что реализация метаморфических (и иных) превращений в кристаллах сопровождается развитием эффекта так называемой трансформационной сверхпластичности [Пуарье, 1988]. Развитие этого эффекта приводит к значительной потере несущей способности твердого вещества в ходе превращений (аномалия пропорциональна первой или более высокой степени скорости превращения).

Кратко описанная выше модель довольно естественна, но она предполагает реализацию процессов, которые не получили еще должной экспериментальной проверки. В [Родкин и др., 2009] приводятся экспериментальные подтверждения некоторых положений этой модели, но проверка эта далеко не полная и потому не вполне убедительная.

В приложении к петрологии большое значения имеют изменения проницаемости. Существование эпизодов резкого, на несколько порядков, временного роста проницаемости, известно достаточно хорошо [Ingebritsen, Manning, 2010], и эти эпизоды сопоставляются с эпизодами активизации метаморфизма. Экспериментальные данные [Жариков и др., 2013] также свидетельствуют, что при общем тренде уменьшения проницаемости с ростом давления и температуры, наблюдаются интервалы  $PT$ -параметров, когда ее значения резко возрастают. При этом в большинстве случаев такие всплески проницаемости наблюдаются в условиях, когда в материале образца могут происходить процессы метаморфизма (например, дегидратации).

Косвенным образом в пользу развиваемой модели свидетельствуют и недавние результаты анализа сейсмического режима (данный сборник, материал М.В.Родкина). Анализ поведения сейсмичности в обобщенной окрестности сейсмического режима выявил ряд аномалий, которые представляются ожидаемыми в рамках обсуждаемой модели. Так было показано, что в окрестности сильного землетрясения, за несколько лет до него и в течении нескольких лет после (в среднем) наблюдается рост среднего числа землетрясений. Этот эффект может быть

сопоставлен с эпизодом флюидо-метаморфической активизации. А в ближайшей окрестности сильного землетрясения выявляется тенденция уменьшения средней глубины землетрясений. Эта тенденция может быть сопоставлена с ростом проницаемости литосферы и прорывом легкого флюида в верхние горизонты литосферы. Данные особенности выявлены для сильных землетрясений, но можно полагать, что они типичны и в целом для сейсмического процесса. Но в данном случае такие особенности могут быть наблюдаемы только по данным о более слабых землетрясениях.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-05-736).*

### **Литература**

1. Rodkin M.V. Contradictions in the Recent Seismogenetical Notions. // Phys. Chem. Earth. 1997. V.21. No.4. P. 257-260.
2. Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука, 1989, 158 с.
3. Родкин М.В. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике. М.: Нац. Геоф. Ком., 1993, 194 с.
4. Киссин И.Г. Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука, 2015, 328 с.
5. Пуарье Ж.-П. Ползучесть кристаллов. Механизмы деформации металлов, керамики и минералов при высоких температурах. М.: Мир, 1988, 288 с.
6. Родкин М.В., Никитин А.Н., Васин Р.Н. Сейсмотектонические эффекты твердофазных превращений в геоматериалах. М.: ГЕОС, 2009, 198 с.
7. Ingebritsen S. E., C. E.Manning. Permeability of the continental crust: dynamic variations inferred from seismicity and metamorphism. // Geofluids. 2010. V.10. P. 193–205.
8. Жариков А.В., Витовтова В.М., Лебедев Е.Б., Родкин М.В. Транспортные свойства пород континентальной коры: результаты лабораторных измерений и оценки на основе геологических и геофизических данных // Экспериментальная геохимия. 2013. Т. 1. № 4.

NEW RESULTS ON THE DEEP FLUID INVOLVEMENT IN SEISMOGENESIS  
**<sup>1</sup>Rodkin M.V., <sup>2,3</sup>Zharikov A.V.**

<sup>1</sup>Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics RAS, Profsoyuznaya 84/32, Moscow 117997, Russia, [rodkin@mitp.ru](mailto:rodkin@mitp.ru)

<sup>2</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Institute of Experimental Mineralogy, Chernogolovka, Russia.

## ОБ АЛЬПИЙСКОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ВКЛЮЧЕНИЯХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ЗАПАДА БЕЛУДЖИСТАНА, ИРАН: НОВЫЕ ДАННЫЕ, ОБСУЖДЕНИЕ

<sup>1</sup>Романько А.Е., <sup>2</sup>Викентьев И.В., <sup>2</sup>Прокофьев В.Ю.,  
<sup>3</sup>Имамвердиев Н.А., <sup>3</sup>Абдуллаева Ш.Ф., <sup>1</sup>Савичев А.Т.,  
<sup>1</sup>Полещук А.В., <sup>4</sup>Хейдари М., <sup>5</sup>Рашиди Б.

<sup>1</sup>Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, [a-romanko@ya.ru](mailto:a-romanko@ya.ru)

<sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва;

<sup>3</sup>Бакинский Государственный университет, Баку, Азербайджан;

<sup>4</sup>Парси Кан Кав, гео-консультационная компания, Тегеран, Иран;

<sup>5</sup>Сатрап ресурсиз, гео-компания, Перт, Австралия

Нами представляются новые данные по альпийской минерализации изверженных пород запада Белуджистана, Иран, Ближний Восток и аналогах в регионе, включая первые данные по расплавленным включениям и др. Приведем некоторые важные выводы и обсуждение по неясностям т.д.:

1. Альпийский магматизм региона (включая таковой М. Кавказа, поздний кайнозой - по Н.А. Имамвердиеву и др., и В. Африки, юра – поныне, особенно с 11 млн. лет – раскрытия рифта Красного моря под действием Африканского суперплюма), преимущественно **магматогенная металлогения** запада Белуджистана, и отчасти - УВ контролируются или, в худшем случае, прямо коррелируют с Африканским суперплюмом.

2. Описана альпийская тектоно-магматическая и металлогеническая северо-восточная зональность, отчасти унаследованная от таковой мела и обусловленная удалением от Африканского суперплюма (по В.В. Ярмолук и др., 2004 и мн. др.). Эта зональность также обусловлена известной субдукцией Аравийской плиты под блок Центрального Ирана как реакцией на раскрытие упомянутого рифта Красного моря.

3. Описана крупная палеоген? - неогеновая - четвертичная внутриплитная магматическая система, связанная с активностью указанного суперплюма. Ее продукты – щелочные - субщелочные производные (до карбонатитов Ханнешин, Афганистан и Аравии, плейстоцен) и щелочные породы трубок взрыва, Ю. Памир, Таджикистан, палеоген - неоген? - по Э.А. Дмитриеву, 1976. Ее продукты формируют реконструированный ряд субщелочных-щелочных изверженных пород, включая редкие породы с  $CaO=34.8\%$ .

4. Охарактеризована также и субдукционная магма (антипод предыдущей, давшая эоценовые шошонит-латитовые породы с богатой медной минерализацией - Анарек, Аббас-Абад и др.), далее

- олигоцен–четвертичные, до голоцена? известково-щелочные интрузивные и др. образования. Важна ощутимая магматическая (включая данные В.А. Коваленкера и др. по расплавленным включениям) и рудная аналогия с порфировой минерализацией аналогов Кураминской зоны, Тянь-Шань, поздний палеозой. Лишь молибден (коррелирует с повышенной калиевой щелочностью и кремнекислотностью) угнетен в изучаемой структуре В. Ирана, в отличие от Кураминской зоны.

5. Важнейшая медная минерализация региона (преимущественно эоцен) обусловлена обогащенной мантией и исчезает после отрыва литосферы (деламинации, существенно олигоцен) и затруднения связи магмообразования с обогащенной верхней мантией – главным источником меди и т.д. в регионе, учитывая также - Haschke et al, 2010.

6. Под руководством В.Ю. Прокофьева получены первые данные о высокотемпературных 1150-1220°C кислых калиевых **расплавных включениях** стекла в высококалиевых **субдукционных** кислых лавах квартера (в противоположность их нетипичности в неоген-четвертичных **внутриплитных** производных обширного региона). Включения, найденные в поздней кислой магме стратовулкана Базман (неоген-квартер), с  $T_{\text{крист.}} = 690^{\circ}\text{C}$  и очень высокой  $C_{\text{H}_2\text{O}} = 6$  мас.%, своеобразны. Эту позднюю магму можно интерпретировать как остаточную (само извержение уже прошло?) из-за аномального термического режима региона. **Флюидные** углеводородные (УВ) и **водные включения** наиболее развиты в щелочных породах золотоносного массива Лар (миоцен?), диоритах (олигоцен-миоцен?) на контакте с карбонатами, а наименее – в офиолитах и их меланже (возраст - мел). Многочисленные средние - кислые образования (их происхождение) согласуются с известными работами Коваленко, Ярмолюк и др., 1983; Лучицкий, 1985 и др.

7. Существует и УВ (углеводородная) субмеридианальная зональность Каспия – Персидского залива (невероятный по представительности разрез пермь-неоген), по В.Е. Хаину и др. Это предположительно связано с уменьшением теплового эффекта упомянутого суперплюма на север, вдали от его центра.

Вероятно, нет большой проблемы в совместном участии как биогенного, так и абиогенного факторов в генезисе УВ, учитывая и материалы М.В. Родкина, 2014; А.И. Тимурзиева, 2014; Маракушевых А.А. и С.А., 2013 и др.

Авторы выражают большую благодарность Е.Ф. Романько†, А. Хушманзаде, М.А.А. Ноголь Садату – руководителям полевых работ, а также В.В. Славинскому, А.В. Гирнису и А.Д. Бабанскому; В.В. Ярмолюку; С.Н. Бубнову, А.Г. Гурбанову и А.Я. Докучаеву; В.А.

Коваленкеру, В.Н. Волкову, А.Н. Перцеву, Н.Н. Тарасову, а также В.Л. Русинову†, А.Л. Книпперу†, С.В. Руженцеву† и мн. др.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 03-05-64805).*

## ON ALPINE MINERALIZATION AND INCLUSIONS IN IGNEOUS ROCKS OF WEST BALUCHESTAN, IRAN: NEW DATA AND DISCUSSION

**<sup>1</sup>Romanko A.E., <sup>2</sup>Vikentiev I.V., <sup>2</sup>Prokofiev V,Yu., <sup>3</sup>Imamverdiyev N.A., <sup>3</sup>Abdullayeva SH.F., <sup>1</sup>Savichev A.T., <sup>1</sup>Poleshchuk A.V., <sup>4</sup>Heidari M., <sup>5</sup>Rashidi B.**

<sup>1</sup>Geological Institute (GIN) RAS, Moscow, [a-romanko@ya.ru](mailto:a-romanko@ya.ru);

<sup>2</sup>Institute of geology of ore deposits (IGEM) RAS, Moscow; [viken@igem.ru](mailto:viken@igem.ru);

<sup>3</sup>Baku State University, Baku, Azerbaijan; [inazim17@yahoo.com](mailto:inazim17@yahoo.com);

<sup>4</sup>Parsi Kan Kav geo- consulting company, Tehran, Iran, [mehrdad.heidari@gmail.com](mailto:mehrdad.heidari@gmail.com);

<sup>5</sup>Satrap resources company, Perth, Australia, [brashidi@gmail.com](mailto:brashidi@gmail.com)

New data on melt and fluid inclusions, igneous rocks and their mineralization in thermically anomalous West Baluchestan, Iran were received. Regional economic mainly Eocene Cu-porphyry mineralization deals with enriched mantle source. In Alpine period African superplume controls main magmatism, tectonics and, mainly, metallogeny in the region studied. Also, it influences on oil, other hydrocarbons and fluids.

## ПРИРОДА АКТИВНЫХ ВЫСОКО-КАЛИЕВЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ ВУЛКАНОВ СЕВЕРА КАМЧАТКИ

<sup>1,2</sup>Симакин А., <sup>2</sup>Салова Т., <sup>2</sup>Девятова В., <sup>3</sup>Габитов Р.

<sup>1</sup>Институт Физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, [simakin@ifz.ru](mailto:simakin@ifz.ru);

<sup>2</sup>Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ) РАН, Черногоровка.

<sup>3</sup>Mississippi State University, USA.

Связь высоко-калиевого основного магматизма с углеродом надежно установлена на основании многочисленных экспериментальных и петрологических данных [Gupta, 2015]. Не менее бесспорным является связь высоко-калиевого субдукционного магматизма в Италии с карбонатизацией мантии в зоне магомгенерации [Nikogosian et al., 2010]. Нами получены экспериментальные данные, которые демонстрируют возможный механизм такой связи. Наши эксперименты проводились при коровых давлениях 0.2-0.5 ГПа, однако представляется, что выявленные закономерности будут справедливы и при больших плотностях углекислого флюида, достигаемых при мантийном давлении. Опыты проводились по двухампульной методике: источник флюида (Mg,Fe)CO<sub>3</sub> помещался в малую открытую ампулу внутри большой, заваренной с базальтом или альбитом. Карбонат разлагается при нагревании свыше примерно 500°C с образованием флюида CO-CO<sub>2</sub> с содержанием монооксида углерода порядка 18 мас.%. Содержание воды во флюиде было равным 0 при использовании альбита и не превышало 5 % при использовании спилитизированного базальта. В результате переноса растворенного в сухом флюиде вещества базальта в оксидной матрице формируются минералы – spl, ol, phl и расплав с высоким содержанием калия (до 9 мас.% при его содержании в базальте менее 1 мас. %). Отмечен также перенос Rb<sub>2</sub>O, LREE, U, Th (Рис.1).

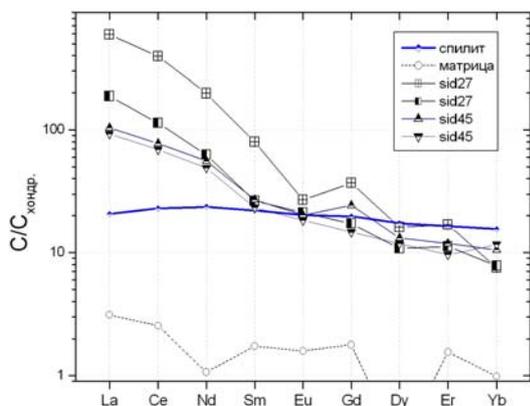


Рис.1. Редкоземельные спектры экспериментальных образцов серии sid, исходной оксидной матрицы и источника-базальта.

При использовании альбитового расплава и сидерита с добавкой сфена отмечен вынос из альбита

Sr, Ba, S и привнос P (из природного сидерита), LREE (из сфена),

Mn (матрица), Pt. Переноса железа, одного из главных компонентов оксидной матрицы, не обнаружено. Важно отметить, что сухой восстановленный углекислый флюид эффективно переносит не только щелочи, но и глинозем, что отмечено и другими исследователями. Таким образом, флогопитизация мантии, обычный тип мантийного метасоматоза, может быть связана с сухим углекислым флюидом. Существенного переноса флюидом HFSE из базальта в матрицу и из сфена в альбит не обнаружено.

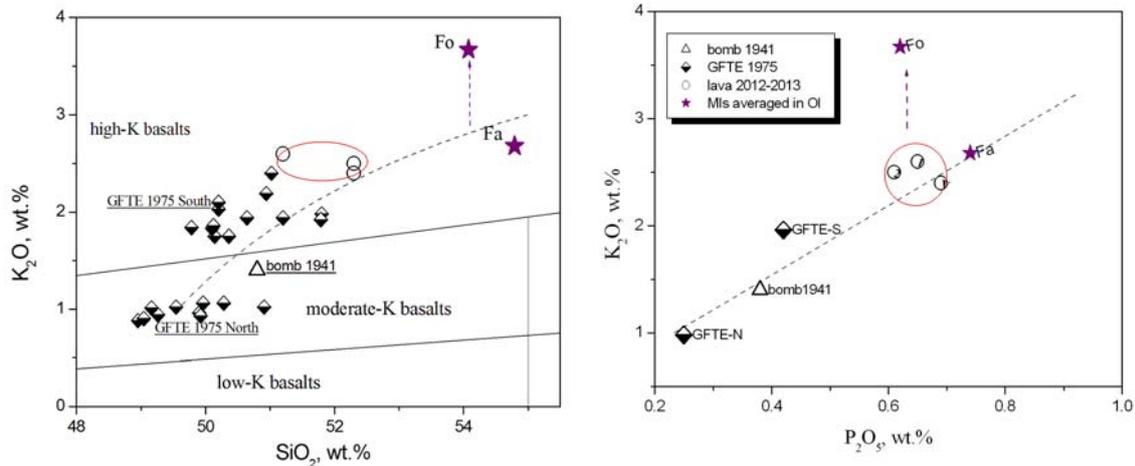


Рис.2. Состав лав Толбачика на диаграммах а) SiO<sub>2</sub>- K<sub>2</sub>O б) P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-K<sub>2</sub>O Красным овалом обведены точки составов извержения 2012-2013 гг. Звезды – составы включений стекла в оливине магнезиального (Fo) и железистого состава (Fa).

Повышение содержания K<sub>2</sub>O в лавах вулкана Толбачик от лав Южного прорыва 1975 года до лав трещинного извержения 2012-2013 года объясняются фракционной кристаллизацией базальта при низком (не более 1 мас.%) содержании H<sub>2</sub>O [Volynets et al., 2015]. Вместе с тем нами получены данные, что расплавные включения в наиболее магнезиальных, глубинных оливинах из извержения Толбачика 1941 года также обогащены калием (Рис.2). Это наблюдение, а также наша находка включения титанистого граната в высокомагнезиальном оливине служат аргументами в пользу существования щелочного калиевого расплава на глубине под КГВ [Simakin et al., 2015]. По составу хром-диоксида из того же извержения установлено, что давление, при котором находится этот расплав, составляет около 2.5 ГПа. Примерно это давление отвечает порогу стабильности карбонатов в реакции с силикатным веществом мантии [Frezzotti et al., 2009]. Происходит пироксенизация, выделение CO<sub>2</sub>, метасоматическая флогопитизация и образование некоторого количества щелочного

калиевого расплава. Причиной появления карбонатов в мантийном клине под КГВ предположительно является аккреция 5-10 млн. лет назад Кроноцкой палеодуги с заломом ее края с карбонатами и углем при перескоке зоны субдукции через аккретированный террейн. Возможная механика этого явления промоделирована нами ранее [Simakin, 2014]. Большой обломок островной дуги с карбонатами и углем, вероятно, всплыл под Центральным хребтом 3-3.5 млн. лет назад, вызвав всплеск высоко-калиевого магматизма, идентифицированного как внутриплитный. Далее началась перемещение непрореагировавшего (на большей глубине) карбонатно - углеродистого материала в сторону океана. Возвратное течение в мантийном клине направлено не строго широтно, а по диагонали с СЗ на ЮВ из-за особенностей динамики субдукции на севере Камчатки. Этот механизм объясняет сходство по составу декомпрессионного базальтового магматизма Центрального хребта (центры Седанка, Озернинский) и Толбачика (Рис.4).

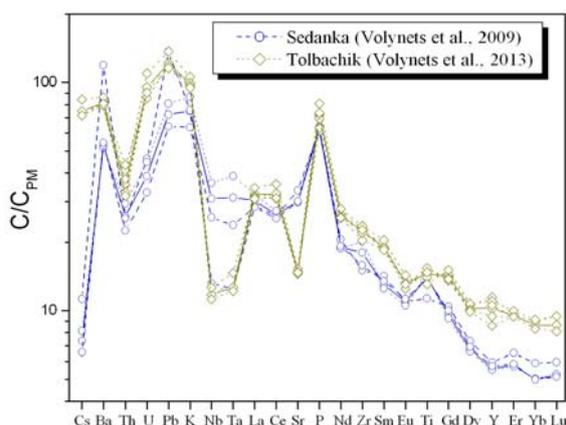


Рис.4. Спайдер диаграммы базальтов Седанки и Толбачика, нормировка на состав примитивной мантии.

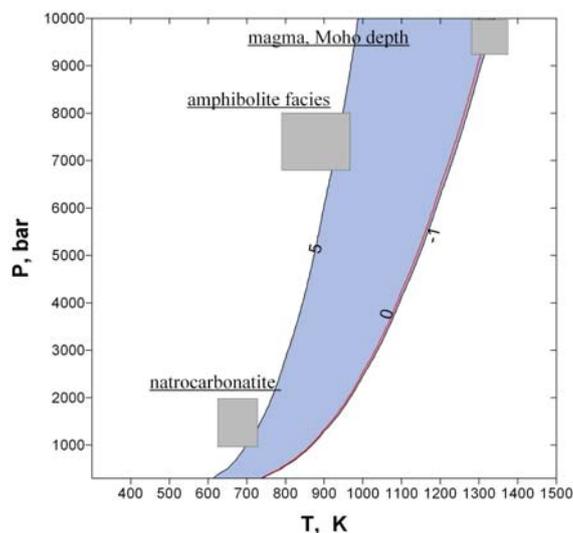


Рис.5 Константа равновесия ( $\log(K_p)$ ) реакции  $Ni+4CO=Ni(CO)_4$ . Залитое поле ограничивает РТ параметры устойчивости карбонила.

Поток флюида  $CO_2-CO$  из зоны декарбонатизации в мантии способен накапливаться в низах земной коры. При высоких давлениях и умеренных температурах (РТ параметры амфиболитовой фации) во флюиде  $CO-CO_2$  могут растворяться и переноситься Ni и PGE. Устойчивость карбонил никеля при этих параметрах установлена нами теоретически путем термодинамических расчетов (см. Рис.5). Продувкой этим флюидом объясняется падение содержания воды в магме Толбачика с

начальных 2-3 мас.% до 0.5- (1?) мас.%. Глубинная продувка магм углекислым флюидом должна увеличивать скорость извержения и его эксплозивность.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-00397а и 13-05-00994а)*

### **Литература**

1. Gupta A.K. Origin of Potassium-rich Silica-deficient Igneous Rocks. Springer, India. 2015.
2. Frezzotti M.L., Peccerillo A., Panza G. Carbonate metasomatism and CO<sub>2</sub> lithosphere-asthenosphere degassing beneath the western mediterranean: an integrated model arising from petrological and geophysical data // Chem. Geol. 2009. V. 262. P. 108–120.
3. Nikogosian I.K., van Bergen M.J., Manfred J. Heterogeneous mantle sources of potassium-rich magmas in central-southern Italy: Melt inclusion evidence from Roccamonfina and Ernici (Mid Latina Valley) // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2010.V. 197(1). P. 279-302.
4. Simak A.G. Numerical modelling of the late stage of subduction zone transference after an accretion event // Terra Nova. 2014. V. 26(1). P. 22–28.
5. Simak A., Salova T., Devyatova V. and Zelensky M. Reduced carbonic fluid and possible nature of high K magmas of Tolbachik // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2015. In review.
6. Volynets A.O., Edwards B.R., Melnikov D., Yakushev A., Griboedova I. Monitoring of the volcanic rock compositions during the 2012–2013 fissure eruption at Tolbachik volcano, Kamchatka // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2015. In press.

### **NATURE OF THE ACTIVE HIGH-POTASSIUM BASALTIC VOLCANOES OF NORTH OF KAMCHATKA**

**<sup>1,2</sup>Simakin A. <sup>2</sup>Salova T., <sup>2</sup>Devyatova V., <sup>3</sup>Gabitov R..**

<sup>1</sup>Institute of Experimental Mineralogy (IEM) RAS, Chernogolovka,

<sup>2</sup>Institute of Earth Physics (IFZ) RAS, Moscow, [simakin@ifz.ru](mailto:simakin@ifz.ru);

<sup>3</sup>Mississippi State University, USA.

We assume that origin of the high-potassium basalts of Tolbachik volcano and Northern Kamchatka volcanic centers is connected with mantle wedge carbonatization during Kronotsky paleo-arc accretion 5-10 Myr ago. Our hypothesis is supported with new experimental data on the formation of the high-potassium melt on the oxide matrix via transport of alkali oxides, alumina and silica by dry fluid of CO-CO<sub>2</sub> composition from basalt source. Findings of the high K<sub>2</sub>O glasses in the deep magnesian (Fo91) olivines along with melanite garnet inclusions and Cr-diopsides formed at around 2.5 GPa in the 1941 Tolbachik eruption bomb are additional arguments pro this mechanism.

## ОБРАЗОВАНИЕ НАНОАЛМАЗОВ В ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССАХ

<sup>1</sup>**Симаков С.К.**, <sup>2</sup>**Мельник Н.Н.**, <sup>3</sup>**Вялов В.И.**

<sup>1</sup>ООО “АДАМАНТ”, участник Проекта Сколково, С-Петербург,

<sup>2</sup>ФИАН, ОФТТ, Москва

<sup>3</sup>ВСЕГЕИ, С-Петербург

В природе алмазы известны в основном в глубинных земных породах - кимберлитах и лампроитах, связанных с мантийными зонами Земли. Их образование происходит при высоких температурах и давлениях, соответствующих области устойчивости алмаза. Однако сегодня стали известны отдельные находки и целые месторождения микро- и наноалмазов в породах земной коры, температура образования которых менее 1000°С, а давление соответствует области устойчивости графита. В последнее время появились работы по синтезам наноалмазов из смеси органических соединений, при температурах 150-500° С и давлениях 1 кбар и ниже [Симаков и др., 2008; Nakano et al., 2002]. С другой стороны известны работы по их извлечению из сырой нефти, которая содержит алмазоиды — низшие гидрокарбонаты: адамантан (C<sub>10</sub>H<sub>16</sub>), диамантан (C<sub>14</sub>H<sub>20</sub>) и триамантан (C<sub>18</sub>H<sub>24</sub>). Атомы углерода в них образуют тетраэдральную пространственную сетку с конфигурацией электронных орбиталей sp<sup>3</sup>, в пределах такой сетки выделяются структуры идентичные алмазу [Dahl et al., 2003]. Накано и др. [2002] отметили эмпирическую связь космических наноалмазов с органикой. В работах [Симаков, 2015; Manuella, 2013; Nakano et al., 2002] было высказано предположение о возможности образования наноалмазов в породах с биогенной и abiогенной органикой образующихся при низких P-T параметрах, таких как асфальтинизированные серпентиниты, керогены, угли и антраксолиты.

Широко известна кривая устойчивости для макроразмерных графита и алмаза, где алмаз стабилен при высоких P-T параметрах. Однако условия фазового равновесия алмаз-графит для кристаллов наноразмеров могут быть существенно ниже по давлению. Это связано с тем, что при наноразмерах вклад поверхностной энергии в термодинамический потенциал становится значительным [Jiang et al., 2000]. По модели Ф.Мануэлло [2013] частицы алмаза размером более 5 нм энергетически более стабильны, чем частицы графита аналогичного размера при температурах от 100 до 300° С. Исходя из

этого, можно прийти к выводу о том, что с точки зрения термодинамических параметров наиболее оптимальной для роста nanoалмазов является область низких температур. Однако, наряду с термодинамическими условиями стабильности алмаза должны выполняться и ряд кинетических условий. Образование алмаза из графита всегда связано с большими энергозатратами, так как связь C-C графита в слое является ковалентной с высокой энергией разрыва (524 кДж/моль). Поэтому основным кинетическим условием в экспериментах (где период времени небольшой) является создание достаточно высокой температуры кристаллитов. Такая повышенная температура локально создается ионно-лучевым осаждением, бомбардировкой поверхности ионами инертных газов и другими методами, что и используется при получении nanoалмазов при низких давлениях методами CVD. В случае использования органических соединений, где углерод образует связи с водородом, энергия для получения его атомов значительно ниже, чем при разрушении графита. В углеводородах энергия связи атома C-C и C-H ниже, чем связь C-C графита в слое. Поэтому возможен энергетически менее затратный синтез nanoалмазов из углеводородов при более низких температурах [Simakov, 2010].

Ф.Мануэлло [2013] предположил возможность образования nanoалмазов в хибленских асфальтенизированных серпентинитах (Сицилия), образующихся при температурах 150-300° C и давлениях около 2 кбар по реакциям типа:



Образцы этих серпентинитов были изучены методом комбинационного рассеяния света (КРС) на спектрофотометре U-1000 (Рис.1а). По полученным спектрам КРС можно было заключить, что в них содержится как нанокристаллический графит, так и nanoалмазы, на что указывают пики в районах  $1330\text{см}^{-1}$  (для nanoалмазов) и  $1580\text{см}^{-1}$  и  $1600\text{см}^{-1}$  (для nanoграфита). Эти данные были подтверждены в университете Хоккайдо методами микро-КРС и электронной микроскопии (HRTEM). В итоге были идентифицированы частички алмазов размерностью от 6 до 10 нм (Simakov et al., 2015).

Условия образования углей и нефти на стадиях верхнего катагенеза и метагенеза литогенеза соответствуют условиям образования хибленских серпентинитов. На этих стадиях идет образование свободного углерода за счет разложения

углеводородов и они вполне могут содержать наночастицы углерода [Симаков, 2015]. Для проверки данного предположения, методом КРС были изучены образцы антрацита из Донбасса (Рис.1б). Образец антрацита Донецкого бассейна (шахта Виктория) из угленосной свиты  $S_2^4$  пласт  $k_2$  «Дроновский» образовался в результате регионального метаморфизма (без видимого влияния магматических пород) в результате глубокого погружения угленосной толщи Донецкого авлакогена. Он имеет невысокий показатель отражения – 3,23% и относится к антрацитам стадии угольного метаморфизма VII-VIII, что соответствует температурам 200-250<sup>o</sup>C. Образование этих антрацитов происходило в диапазоне температур около 190-350<sup>o</sup> C, на глубинах до 6,5-8 км, что соответствует давлению примерно в 1,5- 2 кбар. В образце отмечаются пики  $sp^2$  гибридизации на 1600 $cm^{-1}$  и  $sp^3$  гибридизации на 1330  $cm^{-1}$ . Полученные данные свидетельствуют о присутствии частичек алмазов в данном образце.

Таким образом, можно заключить, что природные наночастицы алмаза могут образовываться из органических соединений как биогенного, так и абиогенного происхождения при гидротермальных процессах замещения первичных минералов вторичными (процессах серпентинизации, хлоритизации и пр.) и на поздних стадиях процесса литогенеза (катагенеза и метагенеза).

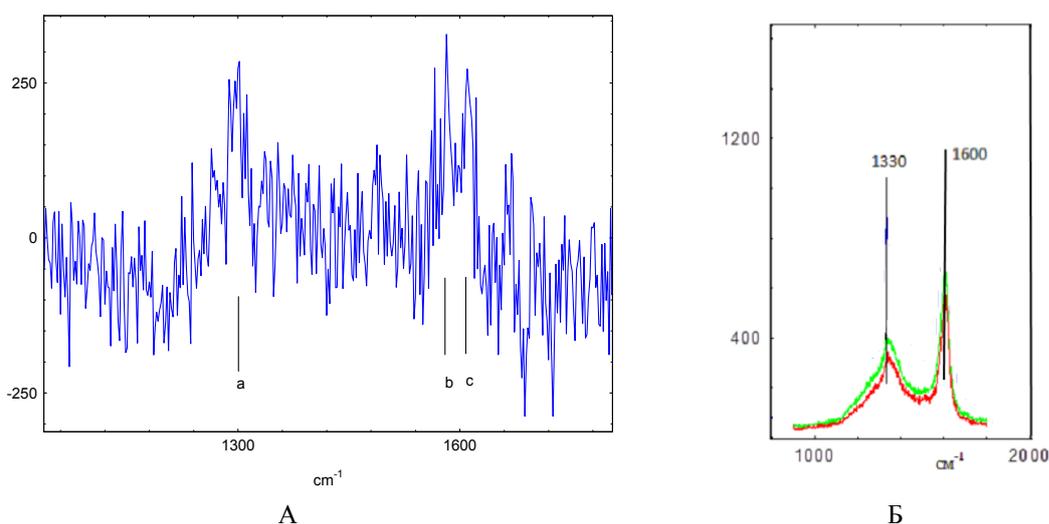


Рис. 1. КР спектры асфальтенизированных образцов, полученные: на U-1000 спектрометре: А – для сицилийских серпентинитов при возбуждении 488 нм: а) 1300  $cm^{-1}$ , соответствует присутствию наночастиц алмаза; б) 1580  $cm^{-1}$ ; и в) 1600  $cm^{-1}$ , возможно соответствует

нанографиту; Б - для донбасского антрацита при возбуждении 454,5нм.

## Литература

1. Симаков С.К., Дубинчук В.Т., Новиков М.П., Дроздова И.А. ДАН. 2008. Т. 421. № 1, С. 98-100.
2. Симаков С.К. // ДАН. 2015. Т. 461. № 6, С.701-703.
3. Dahl J.E., Liu S.G., Carlson R.M.K. // Science. 2003. V. 299. № 5603. P. 96–99.
4. Jiang, Q., Li, J.C., Wilde, G.. J. // Phys.: Cond. Matter. 2000. V. 12. № 26. P. 5623–5627.
4. Manuella F.C. Mineral. Magaz. 2013. V. 77. № 8, P. 3163–3174.
5. Nakano H., Kouchi A., Arakawa M., Kimura Y., Kaito C., Ohno H., Hondoh T. // Proc. Jap. Acad. 2002. V. 78, ser. B. № 9. P. 277–281.
6. Simakov, S. K. et al. Sci. Rep. V. 5, 10765; doi: 10.1038/srep10765 (2015).
7. Simakov S.K. Metastable Nanosized Diamond Formation from Fluid Systems. Naturepreceedings. 2010. doi:10.1038/npre.2010.4195.1

## ABOUT NANODIAMOND FORMATION IN THE NATURAL PROCESSES

<sup>1</sup>**Simakov S.K.**, <sup>2</sup>Melnik N.N., <sup>3</sup>Vyalov V.I.

<sup>1</sup>LLC “ADAMANT” Skolkovo Project, St.Petersburg, 194100, Russia

[simakov@ap1250.spb.edu](mailto:simakov@ap1250.spb.edu)

<sup>2</sup>Lebedev Physics Institute, Moscow

<sup>3</sup>VSEGEI, St.Petersburg

Serpentinities and coals were studied by the Raman spectroscopy. The Raman spectra show clearly visible bands at 1330 and 1600  $\text{cm}^{-1}$ , indicating the presence of diamonds and graphite. 1330  $\text{cm}^{-1}$  corresponds to the bands of diamonds. As a result, we came to the conclusion that the diamond formation already is possible in serpentinites anthracites, bitumen, asphaltene and antracsolites during the high katagenesis and lower metagenesis stages and at the processes of secondary alteration and replacing of mafic rocks.

## НАНОКРИСТАЛЛЫ В ЗЕРКАЛЕ СКОЛЬЖЕНИЯ ИЗ СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ

<sup>1</sup>Соболев Г.А., <sup>2</sup>Веттегрен В.И., <sup>3</sup>Ружич В.В., <sup>1</sup>Киреенкова С.М.,  
<sup>1</sup>Смульская А.И., <sup>2</sup>Мамалимов Р.И., <sup>2</sup>Кулик В.Б.

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва,  
[sobolev@ifz.ru](mailto:sobolev@ifz.ru);

<sup>2</sup>Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, С-Петербург,  
[Victor.Vettegren@mail.ioffe.ru](mailto:Victor.Vettegren@mail.ioffe.ru);

<sup>3</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск, [ruzich@crust.irk.ru](mailto:ruzich@crust.irk.ru)

Под зеркалами скольжения понимаются гладкие поверхности, возникшие при трении скользящих по разрыву пород. Наличие зеркал скольжения в зонах палеосейсмических событий позволяет связывать их генезис с сейсмическим процессом. Как правило, они образуются при скоростях скольжения, превышающих 1 м/с, когда коэффициент трения на контакте пород уменьшается, по крайней мере, на порядок. Это явление объясняется образованием между блоками горных пород промежуточного слоя с низким сопротивлением сдвигу. Интерес к изучению зеркал скольжения обусловлен открывающимися возможностями получать новую информацию об одной из наиболее существенных сторон процесса динамического разрушения горных пород – возникновению неустойчивой подвижки с залипанием (stick-slip).

По-видимому, первое прямое исследование строения на нано уровне зеркала скольжения, образовавшегося в аркозовом песчанике ПВ-364 при температуре не выше 100 С, было проведено в работе [Соболев и др., 2012]. Обнаружено, что зеркало скольжения содержит деформированные нанокристаллы монтмориллонита и анатаза размерами  $\approx 15$  и  $\approx 3$  нм, соответственно. Затем были проведены исследования зеркала скольжения, образовавшегося при динамической подвижке в зоне Вилюйского глубинного разлома [Соболев и др., 2015]. Установлено, что и это зеркало состоит из деформированных, дефектных нанокристаллов кварца и альбита, окруженных водой.

В настоящей работе исследовано зеркало скольжения, образовавшегося в других условиях, чем в двух вышеупомянутых работах. Образец с зеркалом скольжения взят в 1985 г. при проведении геологической экспедиции на территории Южной Монголии в районе оз. Орок-Нур из зоны протяженной сейсмодислокации Гоби-Алтайского катастрофического землетрясения 4 декабря 1957 г.,  $M=7.9$ . Зеркало образовалось при палеоземлетрясении 350-250 млн. лет назад (Ружич, 1989, 1992). Породу, как продукт древних вулканических излияний, можно

назвать андезибазальтовым порфиритом. По данным изучения шлифов в состав породы входят: вкрапленники плагиоклаза 27% - 47%, клинопироксен - 10%, кварц - 10 - 15%, хлорит - 5%, альбит 5 % рудные – сульфиды, в основном пирит.

Строение зеркала скольжения исследовали при помощи инфракрасной спектроскопии отражения и рамановской спектроскопии. Сведения о строении объема образца были получены в результате анализа ИК спектров отражения поверхности, полученной при выпиливании образца из блока породы.

Анализ спектров показал, что зеркало скольжения содержит эпидот и следы диопсида. В объеме образца, кроме диопсида, содержатся альбит, кварц и карбонат. Объем и поверхность зеркала содержат воду, молекулы которой связаны между собой и с эпидотом водородными связями.

Эпидот является продуктом размола горной породы и последующих механохимических преобразований при температурах от 250 до 320 С и давлениях до 1 килобара [Terry, 1968; Добрецов, 1971].

Все полосы в рамановском и инфракрасном спектрах поверхностного слоя зеркала смещены относительно их положения в спектре макрокристаллов и уширены. Например, на рисунке показана полоса  $349,9 \text{ см}^{-1}$  в спектрах макрокристалла и зеркала скольжения. Видно, что в спектре зеркала частота ее максимума увеличена на  $12,6 \text{ см}^{-1}$ . Одновременно она уширена в сторону низких частот.

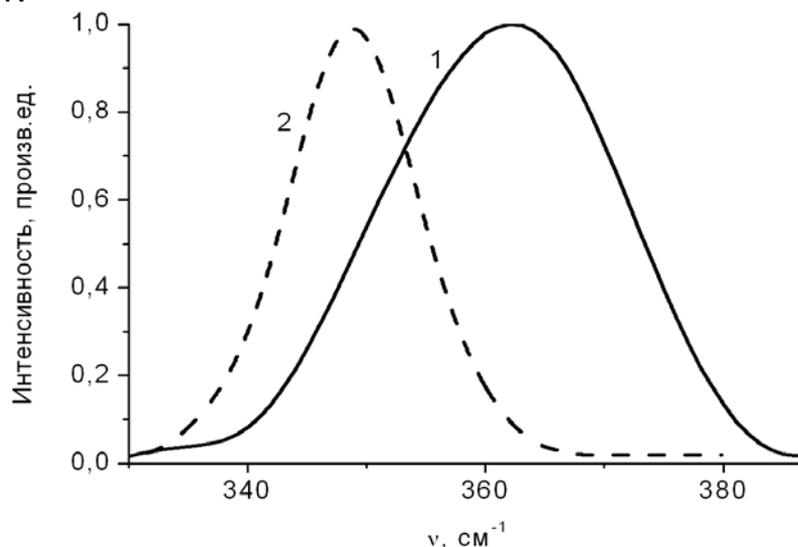


Рисунок. Полоса  $349,9 \text{ см}^{-1}$  в рамановском спектре поверхностного слоя зеркала скольжения (1) образца и макрокристалла эпидота (2).

Известно [Ipatova, 1967], что полосы в спектре макрокристаллов имеют симметричную дисперсионную форму, Именно такую,

дисперсионную форму имеет полоса  $349,9 \text{ см}^{-1}$  в спектре макрокристалла эпидота. Асимметричное уширение полос показывает, что кристаллы эпидота имеют наноразмеры [Richter, 1981, Соболев, 2011; Веттегрень, 2011; Кулик, 2011].

Смещение частоты колебаний максимумов полос линейно связано с деформацией кристаллической решетки. Увеличение частоты колебаний показывает, что нанокристаллы эпидота сжаты.

Таким образом, вышеприведенные результаты свидетельствуют, что поверхностный слой зеркала скольжения состоит из сжатых нанокристаллов эпидота. Образование такого слоя должно приводить к резкому уменьшению силы трения между блоками [Di Togo, 2011] и к неустойчивости скольжения.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 130500010.*

### **Литература**

1. Соболев Г.А., Кирееенкова С.М., Морозов Ю.А., Смутьская А.И., Веттегрень В.И., Кулик В.Б., Мамалимов Р.И. Исследование нанокристаллов в зоне динамической подвижки. // Физика Земли. 2012. № 9-10. С. 17-25.
2. Соболев Г.А., Веттегрень В.И., Ружич В.В., Иванова Л.А., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П. Исследование нанокристаллов и механизма образования зеркала скольжения.// Вулканология и Сейсмология, 2015, № 3, с. 3–14.
3. Ружич В.В. Геологический подход к изучению очагов палеоземлетрясений // Экспериментальные и численные методы в физике очага землетрясения. - М.: Наука, 1989. С. 68-78.
4. Ружич В.В. О геологическом выявлении палеоочаговых зон сильных землетрясений в местах глубоких денудационных срезов // Физические и сейсмогеологические основы прогнозирования разрушения горных пород. М.: Наука, 1992. С. 10-14.
5. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука. 1971. 454 с.
6. Terry E.C., Keith L.J., Muffler P., Cremer M. Hydrothermal epidote formed in the salton sea geothermal system, California. // American Mineralogist. 1968. V. 53, P. 1635-1644.
7. Ipatova I.P., Maradudin A.A., Wallis R.F. The temperature dependence of the width of the fundamental lattice-vibrations absorption peak in ionic crystal. II. Approximate numerical results. // Phys. Rev. 1967. V. 155. № 3. P. 882-895.
8. Соболев Г.А., Геншафт Ю.С., Кирееенкова С.М., Морозов Ю.А., Смутьская А.И., Веттегрень В.И., Кулик В.Б. Исследование

влияния высокого давления и температуры на свойства нанокристаллов в горных породах методом рамановской спектроскопии. // Физика Земли. 2011. № 6. С. 3–12.

9. Веттегрень В.И., Мамалимов Р.И., Соболев Г.А., Кирееенкова С.М., Морозов Ю.А., Смутьская А.И. ИК - спектроскопическое изучение нанокристаллов кварца, образовавшихся при интенсивном дроблении гетерогенного материала (гранита). // Физика твердого тела. 2011. Т. 53. Вып. 12. С. 2371-2375.
10. Richter H., Wang Z. P., Ley L. The one phonon Raman spectrum in microcrystalline silicon. // Solid State Commun. 1981. V. 39. P. 625-629.
11. Кулик В.Б., Соболев Г.А., Веттегрень В.И., Кирееенкова С.М. Изучение нанокристаллов в горных породах, подверженных естественным и искусственным механическим и термическим воздействиям. // Физика Земли. 2011. № 11. С. 19–24.
12. Di Toro G., Han R., Hirose T., De Paola N., Nielsen S., Mizoguchi K., Ferri F., Cocco M., Shimamoto T. Fault lubrication during earthquakes. // Nature. Res. Lett. 2011. V. 471. P. 494-498.

#### INVESTIGATION OF NANOCRYSTALS IN MIRROR-SLIP FROM SEISMIC DISLOCATION

<sup>1</sup>Sobolev G.A., <sup>2</sup>Vettegren V.I., <sup>3</sup>Ruzhich V.V., <sup>1</sup>Kireenkova S.M.,  
<sup>1</sup>Smulskaja A.I., <sup>2</sup>Mamalimov R.I., <sup>2</sup>Kulik V.B.

<sup>1</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Ioffe Institute RAS, Saint Petersburg, Russia

<sup>3</sup>Institute of the Earth's Crust of the Siberian Branch of the RAS, Irkutsk, Russia

Investigations of mirror-slip formed by dynamic shift in the rock mass were studied by methods of Raman and infrared spectroscopy. It was found that the mirror-slip consists from deformed epidote nanocrystals. The formation of nanocrystals led to reduction of the coefficient of friction and creation an unstable dynamic shift in the mountain massif.

ИЗМЕНЕНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ АНДЕЗИТОВ ПОД  
ДЕЙСТВИЕМ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД  
(КОШЕЛЕВСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ МАССИВ, ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

**Фролова Ю.В., Кириченко В.А.**

Геологический факультет, МГУ им. М.В.Ломоносова,

[ju\\_frolova@mail.ru](mailto:ju_frolova@mail.ru)

В последние десятилетия геотермальная энергетика активно развивается в более чем в 70 странах мира [Lund, Bertani, 2010]. В России наиболее благоприятными регионами для выработки геотермальной энергии являются Камчатка и Курильские острова. Здесь насчитываются десятки гидротермальных систем (ГТС). Одним из важных процессов, происходящих в пределах современных ГТС, является непрерывное преобразование вмещающей толщи пород, которое может принимать большие масштабы. Термальные воды, воздействуя на породы, значительно изменяют их минеральный состав и поровое пространство, в результате чего, существенно меняются физические и механические свойства. Эти изменения могут иметь целый ряд последствий для функционирования ГТС и эксплуатации геотермального месторождения. В частности, преобразования пород приводят к активизации геологических процессов (оползни, гидротермальные взрывы), миграции поверхностных термопроявлений, изменению гидрогеологических и термодинамических условий, что отражается на продуктивности и режиме эксплуатационных скважин. Оработка технологии эксплуатации каждого геотермального месторождения и предотвращение техногенных катастроф на геотермальных площадях во многом зависят от детального изучения физико-механических свойств горных пород. Гидротермально измененные породы служат основанием сооружений геотермальных станций, поэтому характер и масштаб гидротермальных преобразований пород и их свойств во многом определяют инженерно-геологические условия геотермальных районов и могут повлиять на выбор месторасположения строящегося объекта, его конструкцию и пр.

Настоящее исследование является продолжением комплексных работ, проводимым в течение многих лет научным коллективом кафедры инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова совместно с лабораторий

геотермии ИВиС ДВО РАН в геотермальных районах Камчатки и Курильских островов [Фролова и др. 2011, Frolova et. al, 2014].

Объектом данного исследования являются вулканогенные породы Кошелеевского вулканического массива (Южная Камчатка), в различной степени переработанные поверхностными термальными водами [Лучко и др.,2009]. В пределах вулканического массива сформировано несколько термальных полей, одним из которых является Нижне-Кошелеевское термальное поле, расположенное на склоне вулкана на отметках 750-800 м. Общий вынос тепла составляет 24800 ккал/сек. Участок разгрузки терм находится в зоне повышенной трещиноватости плиоценовых вулканогенных пород [Гидротермальные...,1976]. Через термальное поле протекает ручей Гремучий, берущий начало из родников с температурой 8–12°C. На выходе с термальной площади ручей имеет температуру 80-90° и расход около 30-40 л/с. Образцы андезитов отбирались из русла термального ручья Гремучий - от его выхода с термального поля до устья.

Таблица. 1. Содержание вторичных минералов в андезитах и характеристика термальных вод

№	Образец	Вторичные минералы (%)		Температура воды, °С	pH и Eh (мВ) воды
		Смектиты	Кристобалит		
1	ГР-1/14	17	16	72	pH 8.8 Eh 109
2	ГР -2/14	11	13	57	-
3	ГР -3/14	13	18	49	-
4	ГР -4/14	0	17	42	-
5	ГР -5/14	0	12	36	pH 6.4 Eh 3
6	ГР -6/14	2	16	8	pH 5.7 Eh 75
7	ГР -7/14	2	7	18	pH 7.0 Eh -60
8	ГР -8/14	2	11	-	-

Исходные породы представляют собой андезиты с порфировой структурой и массивной текстурой. Вкрапленники представлены преимущественно плагиоклазами (2 мм), в меньшей степени пироксенами (до 0,2 мм), присутствуют рудные минералы.

Вкрапленники практически свежие, встречаются лишь редкие трещины и дефекты. Следует отметить, что фенокристаллы плагиоклаза имеют зональное строение: центральные части имеют более основной состав, по сравнению с краевыми (рис.1). Структура основной массы интерсертально-гиалопилитовая. По мере приближения к термоаномалии в породах происходит ряд изменений (табл.1). На первом этапе увеличивается трещиноватость фенокристаллов плагиоклаза, затем происходит их замещение смектитами. Сначала смектиты образуются по трещинкам спайности и дефектам в кристаллах. Постепенно они полностью замещают внутренние части кристалла, тогда как краевые части (более кислого состава) обычно остаются сохранными. Одновременно с изменением вкрапленников происходит преобразование вулканического стекла - замещение его смектитами и кристобалитом. Микролиты также претерпевают преобразования. Общее количество вторичных глинистых минералов (смектитов) увеличивается до 17%.

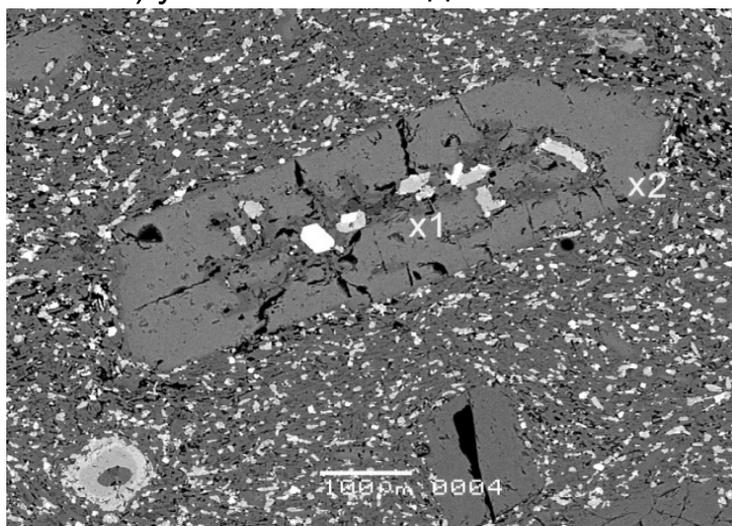


Рис. 1. Микрофотография кристалла плагиоклаза с зональным строением.

Центральная часть (т.1):  $\text{Na}_2\text{O}$  - 1,25%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 35,4%,  $\text{SiO}_2$  - 44,82%,  $\text{CaO}$  - 17,67%

Краевая часть (т.2):  $\text{Na}_2\text{O}$  - 4,13%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 30,23%,  $\text{SiO}_2$  - 51,6%,  $\text{CaO}$  - 12,28%

Изменения минерального состава и порового пространства, происходящие с андезитами по мере приближения к термальному полю и повышения температуры воды, вызывают изменение свойств породы. Происходит разуплотнение андезитов - плотность снижается от  $2,76 \text{ г/см}^3$  до  $2,43 \text{ г/см}^3$ , пористость увеличивается в

два раза - от 6 до 11%, то есть преобладает процесс выщелачивания. Минеральная плотность в результате гидротермальной переработки снижается от 2,92-2,96 г/см<sup>3</sup> до 2,70-2,78 г/см<sup>3</sup>, что связано с замещением более плотных магматических минералов менее плотными смектитами и кристобалитом. Магнитная восприимчивость уменьшается в два раза от 33-42\*10<sup>-3</sup>СИ у неизмененных андезитов до 15-20\*10<sup>-3</sup>СИ у переработанных, в результате разложения рудных минералов, в частности титаномагнетита.

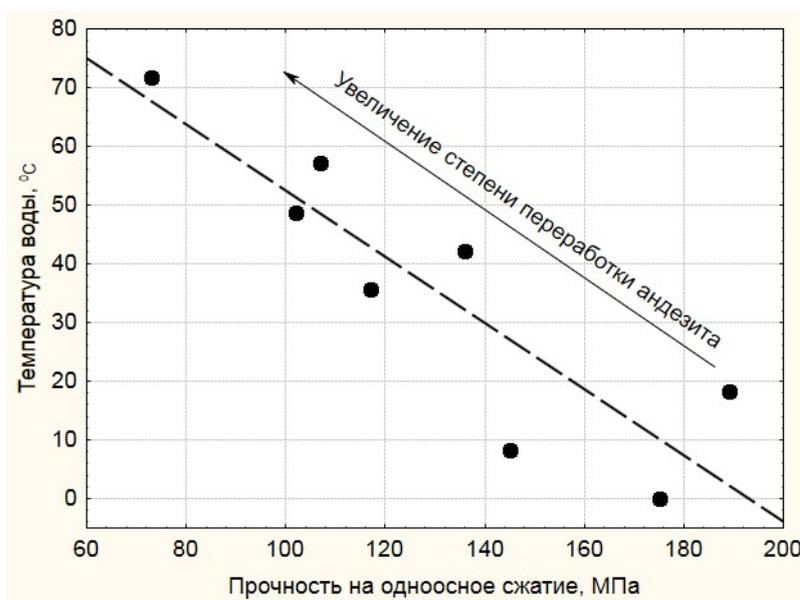


Рис.2. Зависимость прочности на одноосное сжатие андезита от степени переработки термальными водами

Скорость продольных волн уменьшается от 5,1 км/с у неизменённого андезита до 4,2 км/с у изменённого образца, модуль упругости закономерно падает от 55 ГПа до 31,6 ГПа в связи с разуплотнением породы и увеличением пористости. Прочность снижается более чем в два раза (рис.2). Таким образом, поверхностные термальные воды оказывают существенное воздействие на андезиты, изменяя их состав и снижая физико-механические свойства, причем это влияние тем больше, чем выше температура.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-00530-а).*

### Литература

1. Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки / Под ред. В.М.Сугрובה. ДВНЦ АН СССР, 1976.

2. Лучко М.В., Зухубая Д.З, Фролова Ю.В. Петрофизические преобразования андезитов на Кошелевских термальных полях (Южная Камчатка) // Материалы Десятой международной конференции “Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле” Москва, 2009. С. 250-254.
3. Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Рычагов С.Н. Закономерности преобразования состава и свойств вулканогенных пород в гидротермально-магматических системах Курило-Камчатской островной дуги // Вестник Моск. Ун-та. Серия 4. Геология, 2011. № 6, С. 52-60.
4. Frolova J., Ladygin V., Rychagov S., and Zukhubaya D. Effects of hydrothermal alterations on physical and mechanical properties of rocks in the Kuril-Kamchatka island arc//Engineering Geology. 2014. V. 183. P. 80-95.
5. Lund J.W., Bertani R. Worldwide Geothermal Utilization 2010. Geothermal Resources Council Transactions. 2010. Vol. 34. P. 195-198.

CHANGE OF PERTOPHYSICAL PROPERTIES OF ANDESITES  
UNDER THE ACTION OF SURFACE THERMAL WATER  
(KOSHELEVSKY VOLCANIC MASSIF, SOUTH KAMCHATKA)

**Frolova J.V., Kirichenko V.A.**

Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University,

[ju\\_frolova@mail.ru](mailto:ju_frolova@mail.ru)

The paper focuses on the alteration of andesites under the action of surface thermal water in Low-Koshelevsky geothermal fields (South Kamchatka). Alteration process is followed by andesite leaching with formation of secondary porosity and development of smectite and cristobalite. Intensity of alteration correlates with the temperature of thermal fluids. Mineral alteration of andesite results in a decrease in density and mechanical properties.

## ВКЛАД РЕНТГЕНОВСКОЙ ТОМОГРАФИИ И ТРАССЕРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОЦЕНКУ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ НЕФТЯНОГО КОЛЛЕКТОРА

**Хозяинов М.С., Чернокожев С.А., Якушина О.А.**

Международный университет природы общества и человека «Дубна»,  
Дубна, [mkhoz@mail.ru](mailto:mkhoz@mail.ru); [yak\\_oa@mail.ru](mailto:yak_oa@mail.ru)

Задача исследования геовещества - получить наиболее полные, объективные, достоверные данные, в т.ч. петрофизические, морфоструктурные. В нефтедобыче есть задача повышения эффективности выработки нефтяных пластов и увеличение нефтеотдачи, в решении которой важную роль играет получение качественных и точных оценочных характеристик самого разрабатываемого пласта на всех этапах пополнения знаний об исследуемом объекте. Разработка технологий переработки любых руд основывается на данных о вещественном составе и особенностях строения минеральных агрегатов и текстурно-структурных данных.

Трассерный (индикаторный) метод исследования является эффективным способом получения информации о межскважинном строении пласта, определения скорости фильтрации флюидов в коллекторе, выявления зон нарушения гидродинамической связи между отдельными участками, оценки коэффициента охвата пласта процессом вытеснения, установления контроля над распределением потоков в залежи [РД, 1989].

Метод дает информацию о гидродинамических условиях в пласте, основываясь на которой направленно управляют процессами заводнения пласта. Вид графиков изменения во времени концентрации индикатора в выходящем из пласта потоке жидкости для каждой реагирующей добывающей скважины характеризует фильтрационную неоднородность межскважинного пространства нагнетательной и реагирующей добывающей скважин - обобщенный показатель неоднородности, обусловленной особенностями геологического строения пласта и неоднородности, вызванной расположением и режимом работы скважин, а также особенностями воздействия на пласт. В практических исследованиях используем компьютерное моделирование меченой жидкости с использованием оригинального программного комплекса «Индикатор» для гидродинамического моделирования фильтрации меченных жидкостей и интерпретации данных [Хозяинов, 2012].

Для исследования методорентгеновской томографии, РТ, горные породы и минералы оказались сложным объектом, причины этого как в физической природе явления (используется не монохроматическое излучение), конструкции приборов, так и генетической природе минерального вещества - его поликомпонентном и изменчивом

(явления изоморфизма, полиморфизма, микропримеси) фазовом составе, микровключениях других фаз.

Рентгеновская томография сегодня все шире применяется в лабораторных петрофизических исследованиях морфоструктуры геоматериалов. Несмотря на ожидания, горные породы и минералы оказались сложным объектом для исследования методом рентгеновской томографии, причины этого как в физической природе явления (используется не монохроматическое излучение), конструкции приборов, так и генетической природе минерального вещества: поликомпонентном и изменчивом (явления изоморфизма, полиморфизма, микропримеси) фазовом составе, микровключениях других фаз. Тем не менее, рентгеновская томография все шире применяется в лабораторных петрофизических исследованиях.

Применительно к изучению керна, в том числе нефтяных пород для исследования пустотного пространства, сегодня можно сформулировать несколько направлений применения метода РТ, работы по которым находятся в разных стадиях, это следующие. Проведение томографии полноразмерного керна для выделения наиболее представительных его участков для последующего изучения традиционными методами. Проведение РТ анализа полноразмерного керна для количественной оценки его трещиноватости, пористости, минерального состава породы. Проведение микротомографического анализа специально подготовленных образцов керна для количественного определения параметров породы – пористости, трещиноватости, минерального и гранулярного состава. Изучение динамически меняющихся параметров в процессе вытеснения нефти водой и другими флюидами в образце при различных термобарических условиях. Первое из перечисленных направлений реализуется, остальные находятся в состоянии постановки задачи. Важное значение для получения петрофизических характеристик по данным РТ имеет создание специализированного программного обеспечения для обработки томограмм керна. Сейчас 3D обработка изображений проводится AvizoFire, ImageJ, Octopus.

Сегодня совместно с сотрудниками ОИЯИ (Дубна) ведутся работы по совершенствованию сенсорной системы (детектора) рентгеновского микротомографа MARS -размер образца: диаметр до 10 см, длина до 28 см, важно, что исследуемый образец неподвижен, а вращается система источник – детектор. Это позволит изучать динамически меняющиеся при различных термобарических условиях. В настоящее время во всех серийно выпускаемых томографах в качестве приемника рентгеновского излучения используются ПЗС-матрицы на основе кремния. Применение гибридных пиксельных детекторов с сенсором из более тяжёлых, чем кремний материалов с возможностью счета отдельных фотонов позволяет решить эти две проблемы.

Дальнейшее успешное применение РТ связывается как совершенствование аппаратной базы, так и специализированное программное обеспечение, совмещенное с прибором: т.е. конструирование рентгеновских томографов, позволяющих получать пространственном разрешении на уровне микрометров, которые могут быть оборудованы специальной камерой для термобарического моделирования.

### **Литература**

1. РД 39-014-7428-235-89 Грозный: СевКавНИПИнефть, 1989. 79 с.
2. Хозяинов М.С., Чернокожев Д.А. Результаты фильтрационной неоднородности пласта ЮВ1 методом индикаторных (трассерных) исследований // Каротажник. 2012. № 2 (212). С. 3-14.
3. Хозяинов М.С., Руб А.К., Козорезов Е.В. Использование рентгеновской вычислительной микротомографии в прикладной минералогии // Доклады Академии наук, 1995, № 4. 516-519.
4. Van Geet M., Lagrou D., Swennen R. Porosity measurements of sedimentary rocks by means of microfocus X-ray CT, in: Applications of X-ray Computed Tomography in the Geosciences / Special Publication, Geological Society, London, 2003. Vol. 215. PP. 51–60.

### **CORE PETROPHYSIC PROPERTIES FROM X-RAY COMPUTED TOMOGRAPHY DATA**

**Khozyainov M.S., Yakushina O.A.**

Dubna International University, Dubna, [yak\\_oa@mail.ru](mailto:yak_oa@mail.ru); [mkhoz@mail.ru](mailto:mkhoz@mail.ru)

Usually when studying geomaterials, minerals and rocks, it is necessary to obtain reliable data on petrophysic parameters, phase mineral composition, including quantity evaluation, grains dimensions and morphology, pore content. We discuss tracer and X-ray CT methods in geomaterials for study the internal structure characteristics.

## ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА КОМПЬЮТЕРНОЙ ТОМОГРАФИИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ МОРФОЛОГИИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ ФАЗ В ПОРОДАХ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА

<sup>1</sup>**Хомяк А.Н., <sup>1</sup>Арискин А.А., <sup>1</sup>Гилязетдинова Д.Р., <sup>1</sup>Корост Д.В.**

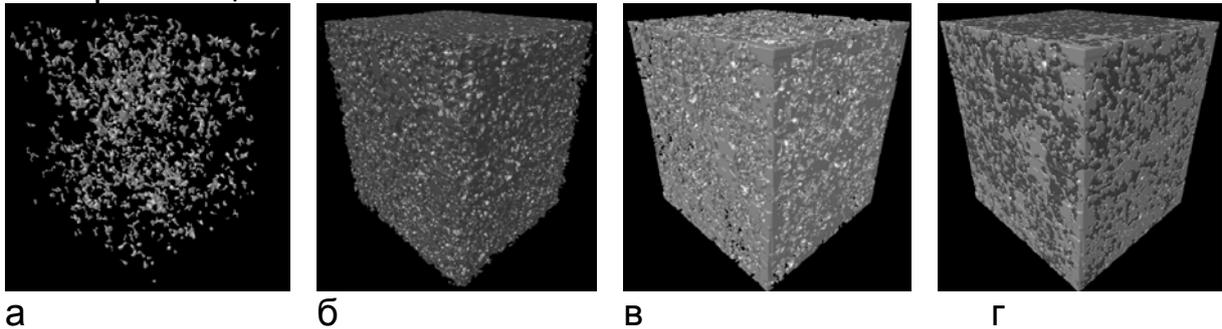
<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ им. М.В. Ломоносова), геологический факультет

[ariskin@rambler.ru](mailto:ariskin@rambler.ru), [khomyak.an@yandex.ru](mailto:khomyak.an@yandex.ru),  
[gilyazetdinova\\_91@mail.ru](mailto:gilyazetdinova_91@mail.ru), [dkorost@mail.ru](mailto:dkorost@mail.ru)

Эффективность массопереноса и накопления сульфидов при затвердевании мафит-ультрамафитовых интрузивов в значительной мере зависит от возможности смачивания сульфидной жидкостью зерен породообразующих силикатов и пористости вмещающей среды (проницаемости кумулуса). Эти соотношения “записаны” в морфологии сульфидных фаз и их распределении по объему пород. Получить эту информацию позволяют современные методы компьютерной рентгеновской томографии [Barnes et al. 2008]. Они используют эффект ослабления рентгеновского поглощения при прохождении через образец, причем для разных минеральных фаз степень поглощения зависит от их плотности и эффективного атомного номера ( $Z_{эф}$ ) [Корост, 2012] минералообразующих элементов. Таким образом, для высокоплотной сульфидной фазы появляется возможность определения формы, размера и степени связанности магматических сульфидов [Barnes et al. 2008]. В этой работе представлены предварительные результаты макро- и микротомографических исследований для серии минерализованных габброноритов и ультрамафитов из Йоко-Довыренского массива в Северном Прибайкалье. Всего изучено 19 образцов размером от  $\sim 2 \times 2 \times 2$  до  $7 \times 7 \times 35$  см; разрешение при проведении измерений варьировало от 14 до 150 мкм. Анализ 3D-изображений позволил разделить сульфидные включения на три главных типа: (1) изолированные стяжения, (2) локально-связанные включения и (3) полностью связанные по всему объему.

Для изучения были выбраны породы с различной степенью минерализации; всего исследовалось пять типов:

1) Хромитсодержащий дунит с убогой сульфидной минерализацией

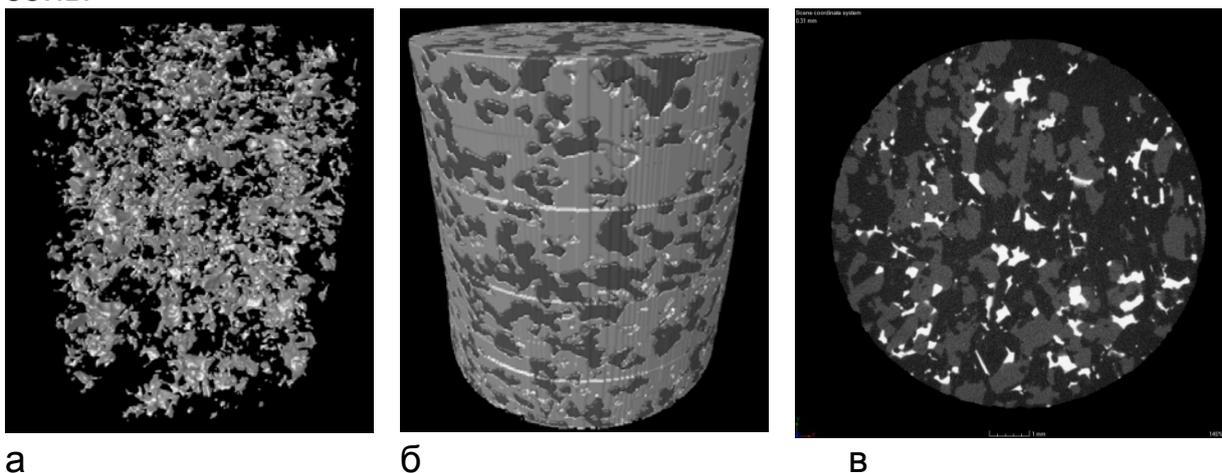


**Рис. 1.** Стереологические модели выделенных рентгенконтрастных фаз:

а - сульфиды и хромит, б – оливин, в - плагиоклаз, г – все фазы вместе. Основная масса представлена оливином, сульфидная фаза – в основном пентландитом.

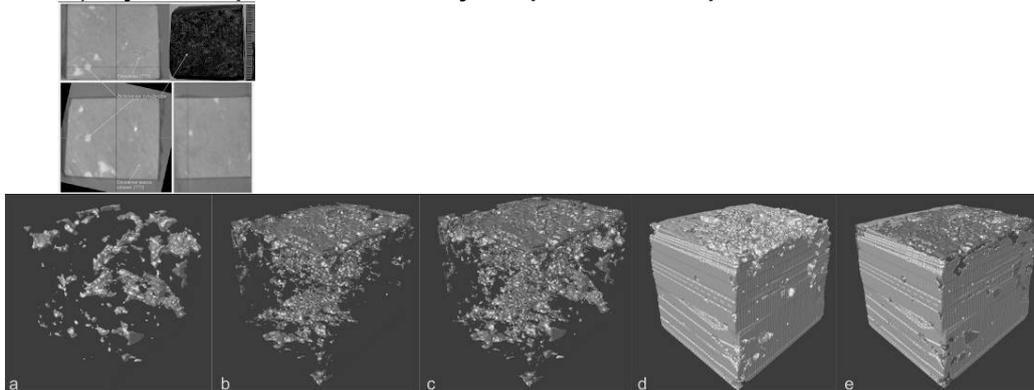
Следует отметить что в одной рентгеноконтрастной фазе с сульфидами выделяются и хромиты, который концентрируется в интерстициях, выполненных плагиоклазом. В настоящее время проводится поиск оптимальных режимов сканирования, которые позволят отделить хромит от сульфида. Данный тип пород характеризуется наличием изолированных и локально связанных включений.

2) Минерализованные габбро-нориты верхней приконтактной зоны



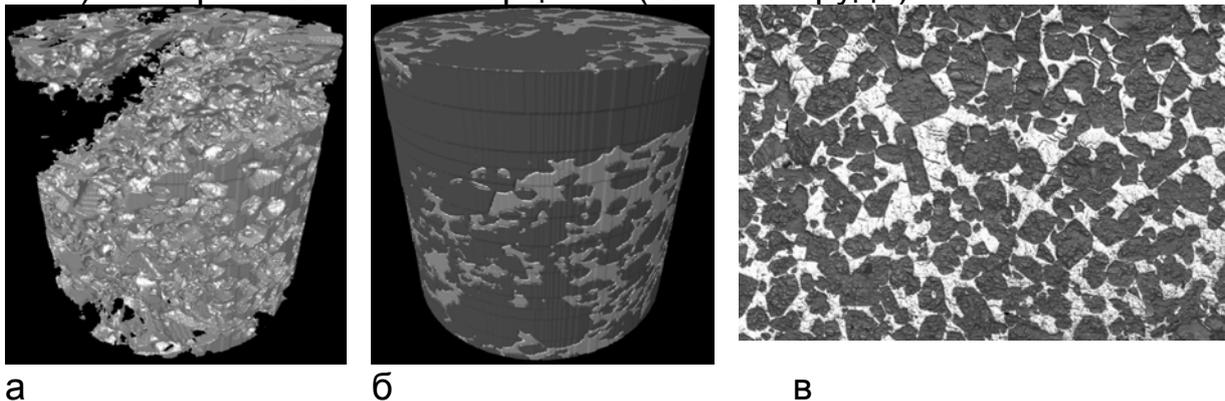
**Рис. 2.** Стереологические модели выделенных рентгенконтрастных фаз: а - сульфиды, б – все фазы вместе (сульфиды и основная оливин плагиоклазовая масса), в – плотностной рентгеновский срез

### 3) Густовкрапленные сульфиды габбро-диабазовой дайки



**Рис. 3.** Примеры рентгеновских плотностных сечений по результатам макротомографии минерализованного габбронорита (слева) и стереологические модели фаз, выделенных в этом образце (наиболее светлые участки отвечают включениям сульфидной фазы).

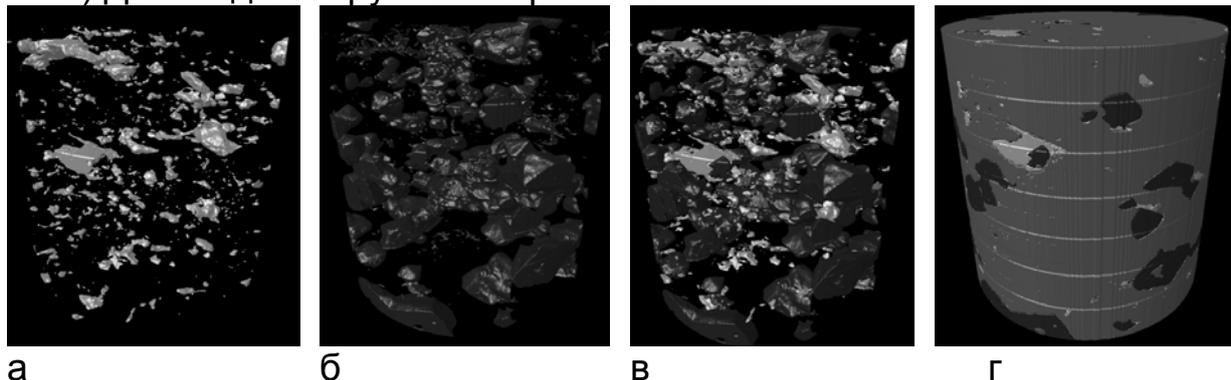
### 4) Минерализованный лерцолит (сетчатая руда)



**Рис. 4.** Стереологические модели выделенных рентгенконтрастных фаз: а- сульфиды, б - все фазы вместе, сульфиды и основная масса, в фотография породы в отраженном свете.

Вмещающая матрица представлена кумулюсным оливином. Интерстиции выполнены сульфидной фазой. Морфологически это третий тип включений, полностью связанных по всему объему образца.

### 5) Диопсидит с крупными кристаллами глиноземистой шпинели



**Рис. 5.** Стереологические модели выделенных рентгенконтрастных фаз: а - сульфиды, б – глиноземистая хромшпинель оливин, в - сульфиды и хромшпинель, г – все фазы вместе.

Кристаллы Al-шпинели возникли как результат перекристаллизации первичного хромшпинелида с удалением части  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в реакционный диопсид. Этот минерал слагает основную массу, цементирующую реликты трещиноватых кристаллов оливина.

#### Литература

1. Корост Д.В. Неоднородность строения терригенных коллекторов и типы структуры их пустотного пространства. 2012 г.  
Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук
2. Barnes et al, Three-dimensional morphology of magmatic sulfides sheds light on ore formation and sulfide melt migration. 2008.

THE USE OF COMPUTER TOMOGRAPHY FOR EXAMINATION OF THE MORPHOLOGY AND DISTRIBUTION OF SULFIDE PHASES IN ROCKS OF THE YOKO-DOVYREN LAYERED MASSIF

<sup>1</sup>Khomyak A.N., <sup>1</sup>Ariskin A.A., <sup>1</sup>Gilyazetdinova D. R., <sup>1</sup>Korost D. V.

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University (MSU), [ariskin@rambler.ru](mailto:ariskin@rambler.ru), [khomyak.an@yandex.ru](mailto:khomyak.an@yandex.ru), [gilyazetdinova\\_91@mail.ru](mailto:gilyazetdinova_91@mail.ru), [dkorost@mail.ru](mailto:dkorost@mail.ru)

In this paper, we present preliminary results of application of the method of computer tomography to different types of sulfide mineralization in mafic and ultramafic rocks from the yoko-dovyren layered intrusion in northern transbaikalia.

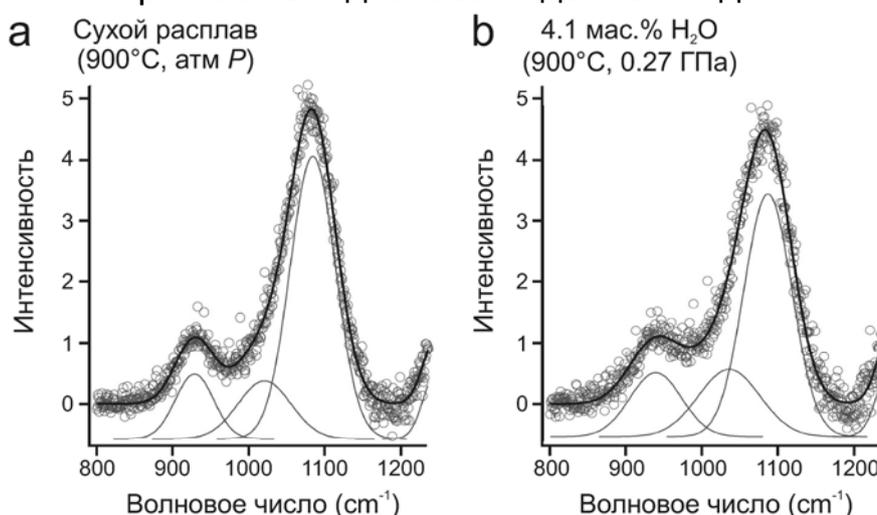
## СТРУКТУРА И ВЯЗКОСТЬ ВОДОСОДЕРЖАЩИХ ЩЕЛОЧНЫХ СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ

<sup>1,2</sup>**Черткова Н.В.**, <sup>1</sup>**Ямашита Ш.**, <sup>2</sup>**Персиков Э.С.**, <sup>2</sup>**Бухтияров П.Г.**

<sup>1</sup>Institute for Study of the Earth's Interior (ISEI), Okayama University, Misasa;

<sup>2</sup>Институт экспериментальной минералогии РАН (ИЭМ) РАН, Черноголовка, [nadezda@iem.ac.ru](mailto:nadezda@iem.ac.ru), [persikov@iem.ac.ru](mailto:persikov@iem.ac.ru), [pavel@iem.ac.ru](mailto:pavel@iem.ac.ru)

Вязкость и энергия активации вязкого течения силикатных расплавов напрямую связаны с их структурой. Изучение вязкости деполимеризованных силикатных расплавов, содержащих воду, при высоких давлениях является сложной аппаратурно-методической задачей. Доступные экспериментальные данные по влиянию давления на вязкость таких расплавов указывают на существенную зависимость от химического состава [Persikov and Bukhtiyarov, 2009]. В настоящей работе предпринята попытка сравнения реологических свойств водосодержащих силикатных расплавов при высоких давлениях со структурными особенностями этих расплавов. В качестве модельного деполимеризованного расплава был выбран расплав дисиликата натрия  $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$  ( $100\text{NBO}/T=100$ ). Структура сухого и водосодержащих (1.3-8.1 мас.%  $\text{H}_2\text{O}$ ) расплавов дисиликата натрия была исследована с помощью спектроскопии комбинационного рассеяния (КР, Раман) в ячейке с алмазными наковальнями при  $900^\circ\text{C}$  в диапазоне давлений до 1.7 ГПа.

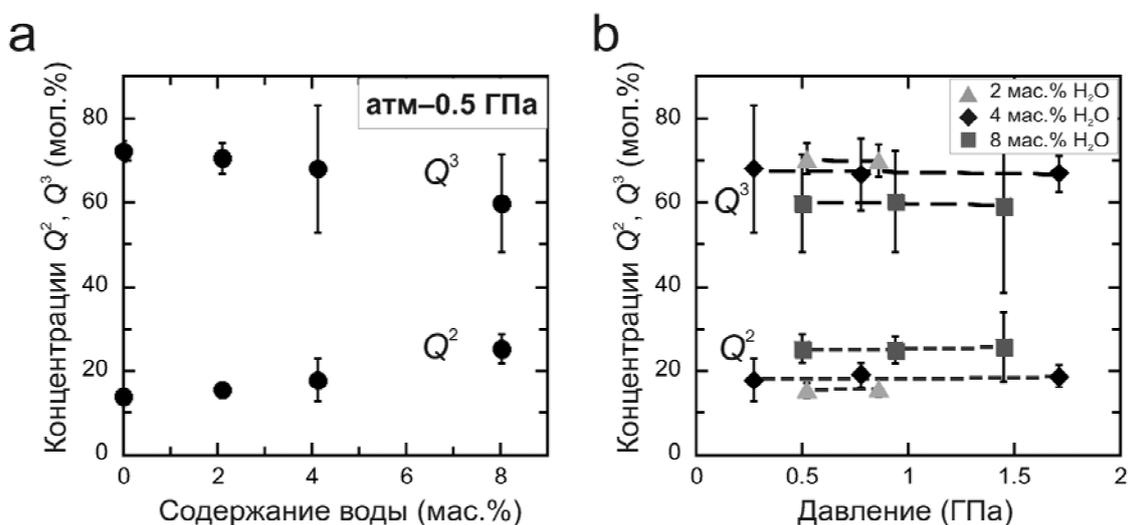


**Рис. 1.** Деконволюция спектров КР функциями Гаусса для сухого расплава  $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$  при  $900^\circ\text{C}$ , атмосферном давлении (a) и для расплава  $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ , содержащего 4.1 мас.%  $\text{H}_2\text{O}$ , при  $900^\circ\text{C}$ , 0.27 ГПа (b).

В высокотемпературных спектрах КР расплавов  $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$  полосы около  $950\text{ cm}^{-1}$  и  $1100\text{ cm}^{-1}$  были использованы для оценки

концентраций структурных единиц  $Q^2$  и  $Q^3$  ( $SiO_4$  тетраэдров с двумя и тремя мостиковыми кислородами соответственно) [Brawer and White, 1975; McMillan et al., 1992; Mysen and Frantz, 1993] (рис. 1).

Полученная зависимость концентраций структурных единиц  $Q^2$  и  $Q^3$  от содержания воды в расплаве показана на рисунке 2а. Добавление воды способствует деполимеризации расплава, сопровождающейся постепенным увеличением концентрации структурных единиц  $Q^2$  с  $\sim 14$  до  $\sim 25$  мол.% и уменьшением концентрации структурных единиц  $Q^3$  с  $\sim 72$  до  $\sim 60$  мол.%. Зависимость концентраций этих структурных единиц от давления показана на рисунке 2b для расплавов, содержащих  $\approx 2$  мас.%,  $\approx 4$  мас.% и  $\approx 8$  мас.%  $H_2O$ . Приведенные результаты свидетельствуют, что при фиксированном содержании воды концентрации структурных единиц  $Q^2$  и  $Q^3$  практически не зависят от давления.



**Рис. 2.** Концентрации структурных единиц  $Q^2$  и  $Q^3$  (в мол.%) в расплавах дисиликата натрия при 900 °С. (а) Зависимость от содержания воды в расплаве при давлении от атмосферного до 0.5 ГПа, (б) зависимость от давления при фиксированном содержании воды.

Данные высокотемпературной спектроскопии КР были сопоставлены с реологическими характеристиками, рассчитанными для сухого и водосодержащих расплавов дисиликата натрия на основе структурно-химической модели [Persikov and Bukhtiyarov, 2009; Persikov et al., 2015]. Результаты расчета вязкости при 900 °С в диапазоне экспериментальных давлений от атмосферного до 1.7 ГПа приведены в таблице 1.

**Таблица 1.** Параметры расчета вязкости расплавов дисиликата натрия при 900 °С по модели (Persikov and Bukhtiyarov, 2009; Persikov et al., 2015).

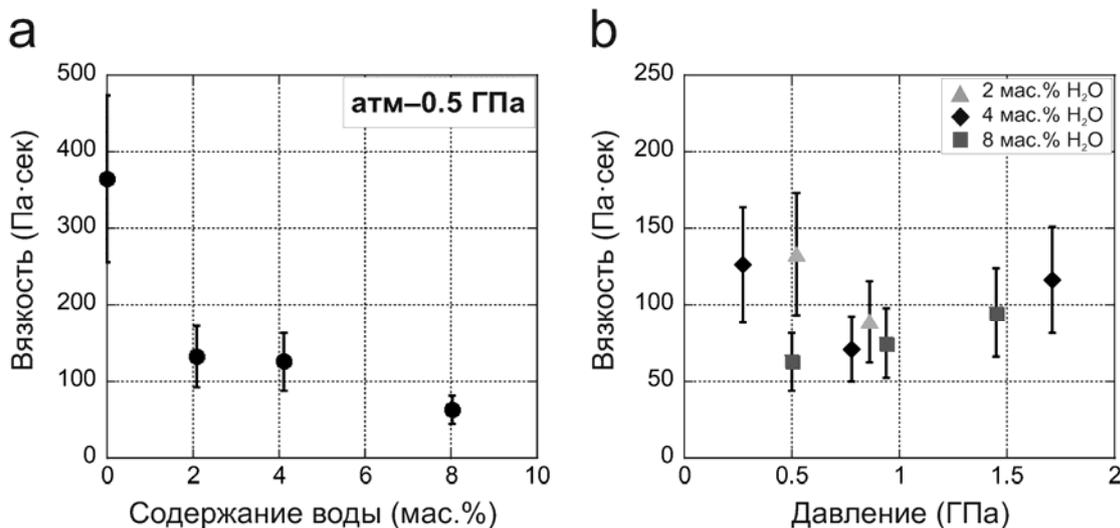
Содержание воды (мас.%)	$P$ (ГПа)	$K$	$E^X$ (кДж/моль)	$P_{\min}$ (ГПа)	$E_X^P$ (кДж/моль)	$\eta_T^{P=P_{H_2O}}$ (Па·сек)	$\eta_T^P$ (Па·сек)
0	атм	100	159	1.60	159	365	365
2.09	0.52	121	155	1.26	149	239	133
2.09	0.86	121	155	1.26	145	239	89
4.12	0.27	139	151	0.98	148	161	126
4.04	0.78	138	151	0.99	143	163	71
4.12	1.71	138	151	0.98	147	161	116
8.03	0.50	167	146	0.53	141	79	63
8.07	0.94	169	146	0.50	143	78	75
8.07	1.45	169	146	0.50	146	78	95

Примечания:  $P$  – экспериментальное давление;  $K = 100 \cdot NBO/T$ ;  $E^X$  – энергия

активации вязкого течения;  $P_{\min}$  – давление в точке минимума энергии

активации;  $E_X^P$  – энергия активации при давлении  $P$ ;  $\eta_T^{P=P_{H_2O}}$  – вязкость при  $P =$

$P_{H_2O}$ ;  $\eta_T^P$  – вязкость при экспериментальных параметрах.



**Рис. 3.** Изотермические (900 °С) зависимости вязкости расплавов дисиликата натрия: от общего содержания воды при давлении 0-0.5 ГПа (а); от давления при содержании воды в расплаве  $\approx 2$  мас.%,  $\approx 4$  мас.% и  $\approx 8$  мас.% (б).

С добавлением воды вязкость понижается при давлениях от атмосферного до 0.5 ГПа (рис. 2а), что соответствует спектроскопическим данным (рис. 4а). С увеличением давления вязкость расплава, содержащего  $\approx 2$  мас.%  $H_2O$ , уменьшается, вязкость расплава с  $\approx 8$  мас.%  $H_2O$  постепенно увеличивается, а

вязкость расплава с  $\approx 4$  мас.%  $H_2O$  содержит минимум около 0.8 ГПа (рис. 4b). Принимая во внимание погрешности расчетов вязкости и обработки спектроскопических данных, изменение вязкости расплавов дисиликата натрия как функции содержания воды и давления хорошо согласуется с трендами изменения структурных единиц  $Q^n$  в этих расплавах, полученными спектроскопическим методом “*in situ*”.

*Работа выполнена при финансовой поддержке MEXT (проект “Establishment of International Cooperative Research Hub”) и JSPS (гранты 21340161, 24540514).*

### **Литература**

1. Brawer S.A., White W.B. Raman spectroscopic investigation of the structure of silicate glasses. I. The binary silicate glasses // Journal of Chemical Physics. 1975. V. 63. P. 2421 – 2432.
2. McMillan P.F., Wolf G.H., Poe B.T. Vibrational spectroscopy of silicate liquids and glasses // Chemical Geology. 1992. V. 96. P. 351 – 366.
3. Mysen B.O., Frantz J.D. Structure and properties of alkali silicate melts at magmatic temperatures // European Journal of Mineralogy. 1993. V. 5. P. 393 – 407.
4. Persikov E.S., Bukhtiyarov P.G. Interrelated structural chemical model to predict and calculate viscosity of magmatic melts and water diffusion in a wide range of compositions and  $T$ - $P$  parameters of the Earth’s crust and upper mantle // Russian Geology and Geophysics. 2009. V. 50. P. 1079 – 1090.
5. Persikov E.S., Bukhtiyarov P.G., Sokol A.G. Change in the viscosity of kimberlite and basaltic magmas during their origin and evolution (*prediction*) // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56. P. 885 – 892.

### **STRUCTURE AND VISCOSITY OF HYDROUS ALKALIC SILICATE MELTS AT HIGH PRESSURES**

<sup>1,2</sup>**Chertkova N.V.**, <sup>1</sup>**Yamashita S.**, <sup>2</sup>**Persikov E.S.**, <sup>2</sup>**Bukhtiyarov P.G.**

<sup>1</sup>Institute for Study of the Earth’s Interior (ISEI), Okayama University, Misasa;

<sup>2</sup>Institute of Experimental Mineralogy (IEM) RAS, Chernogolovka, [nadezda@iem.ac.ru](mailto:nadezda@iem.ac.ru), [persikov@iem.ac.ru](mailto:persikov@iem.ac.ru), [pavel@iem.ac.ru](mailto:pavel@iem.ac.ru)

The structure of dry and hydrous sodium disilicate melts was studied *in situ* by Raman spectroscopy using externally heated diamond anvil cell at 900 °C and pressures up to 1.7 GPa. Abundances of  $Q^2$  and  $Q^3$  structural species in these melts were determined as the functions of pressure and total water content. Spectroscopic results were checked by independent calculation of melts viscosity at the chosen  $P$ - $T$  conditions.

## РЕЗУЛЬТАТЫ СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДАННЫХ ПО СТРАНАМ С ЭКОНОМИЧЕСКИ ЗНАЧИМЫМИ АU-АG ЭПИТЕРМАЛЬНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ

**Чижова И.А., Волков А.В., Сидоров А.А., Лобанов К.В.**

ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук (ИГЕМ РАН),  
[tchijova@igem.ru](mailto:tchijova@igem.ru)

С ростом цен на драгоценные металлы на мировом рынке эпитеpмальный тип месторождений стал экономически целесообразным для разведки фактически во всех странах Тихоокеанского кольца, включая и Россию. Так как цена на золото в последние годы резко увеличивается, то многие крупные эпитеpмальные месторождения Северной и Южной Америки стали очень привлекательны. Особо следует отметить класс эпитеpмальных месторождений, которые имеют большие запасы рассеянных золотых руд с низкими содержаниями (Раунд Маунтин в Неваде, Янакоча в Перу, Паскуа Лама в Чили, Веладеро в Аргентине и многие др.). Они залегают вблизи поверхности, что способствует низкой стоимости добычи. Поэтому в последние годы в мире наблюдается тенденция резкого роста добычи золота и серебра из эпитеpмальных месторождений.

Информационное обеспечение всегда являлось важнейшим этапом организации научных исследований. Поэтому для оценки современного состояния минерально-сырьевой базы Au-Ag эпитеpмальных месторождений мира использовались результаты статистического анализа базы данных геолого-экономических характеристик по 515 месторождениям, выявленных в 50 странах по состоянию на 2012 г. Учитывались как отработанные и законсервированные объекты, так и разрабатываемые, разведываемые и потенциально-перспективные месторождения и рудопроявления. Первые результаты анализа собранной информации были получены в 2012 г. с момента включения в базу более 300 месторождений, что отражено в ряде публикаций [Chizhova et al., 2012; Волков и др., 2013; Chizhova et al., 2013 и др., Чижова и др., 2014].

По подтипам месторождения в мире распределены следующим образом (табл.): HS – 99; LS – 345; IS –71, а средние содержания Au, Ag (г/т) и Ag/Au-отношение составляют соответственно: HS – 1.22, 24.59 и 20.44; LS – 1.91, 42.31 и 21.58; IS – 1.95, 42.10 и 26.11.

В настоящее время можно назвать всего 12 стран в мире, где обнаружены крупные скопления экономически значимых Au-Ag эпи-

**Таблица. Распределение золото-серебряного отношения по подтипам LS-HS-IS**

Подтипы	Количество месторождений	Среднее содержание, г/т		Запасы, тыс. т		Ag/Au	Au/Ag
		Au	Ag	Au	Ag		
Низко-сернистый LS (Low-Sulfidation)	345	1.91	42.31	19.220	414.692	21.58	0.046
Высоко-сернистый HS (High-Sulfidation)	99	1.22	24.59	12.800	261.613	20.44	0.049
Промежуточный IS (Intermediate-Sulfidation)	71	1.95	42.09	2.962	77.345	26.1	0.038

термальных месторождений: Россия (115); США (46); Мексика (37); Япония (35); Индонезия (25); Китай (23); Канада (21); Чили (18); Перу (18); Папуа – Новая Гвинея (18); Филиппины (18); Аргентина (16).

Проведен сравнительный анализ геолого-экономических параметров Au-Ag эпитермальных месторождений из этих стран (рис. 1-4).



**Рисунок 1. Распределение Au-Ag эпитермальных месторождений из разных стран по подтипам LS-HS-IS**

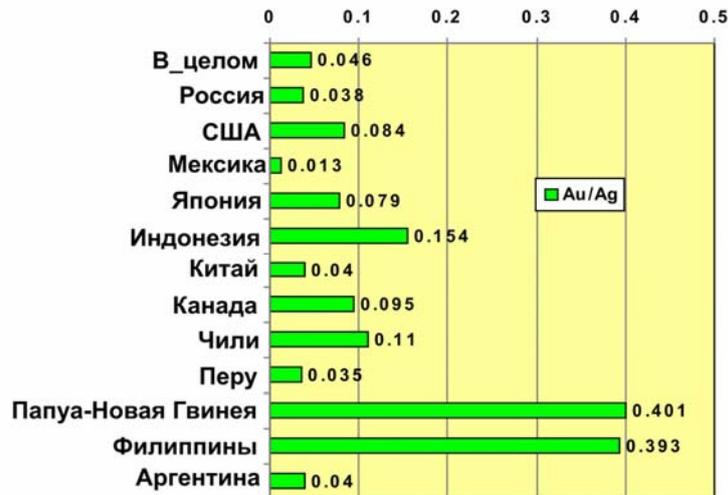


Рисунок 2. Распределение значений золото-серебряного отношения для Au-Ag эпипермальных месторождений из разных стран



Рисунок 3. Распределение запасов Au (т) для Au-Ag эпипермальных месторождений из разных стран



Рисунок 4. Распределение запасов Ag (т) для Au-Ag эпипермальных месторождений из разных стран

За всю свою историю человечество уже добыло примерно 166.6 тыс. т золота (оценка на 2012 год) [<http://ubiznes.ru/top/mirovaya-dobycha-zolota-reyting-stran.html>].

Общие запасы благородных металлов во всей совокупности эпитермальных месторождений, включенных в базу данных (с учетом добычи прошлых лет), составили около 35 тыс. т золота (что составляет 21% от всех запасов золота мира) и 754 тыс. т серебра, при средних содержаниях 1.58 г/т и 33.92 г/т соответственно, а Ag/Au отношение – 21.54. Общий тоннаж всех месторождений – 22370 млн. т. Примерно 70% всех запасов золота сосредоточено в крупнейших эпитермальных месторождениях. Средние содержания Au и Ag в крупных и сверхкрупных эпитермальных месторождениях в значительной степени определяют уровень приведенных выше средних содержаний этих металлов на всю массу учтенных руд. Отметим, что в 1985 г. [Mosier et al., 1985] общие запасы благородных металлов в значимых эпитермальных зарубежных месторождениях (с учетом добычи прошлых лет), были всего 3.3 тыс. т золота и 158.8 тыс. т серебра, общий тоннаж 709 млн. т, а Ag/Au отношение – 47.6. В то же время средние содержания металлов на всю массу руд составляли 4.7 и 224 г/т. Однако авторы полагали, что их сводка охватывает только 60% известных в мире месторождений. Следовательно, за последние 27 лет суммарные запасы золота эпитермальных месторождений выросли в 6.4 раза, серебра – в 3 раза, а общий тоннаж – в 19 раз. В связи с этим произошло уменьшение среднего показателя Ag/Au отношения в 2.1 раза.

Проблема прогнозирования, изучения и оценки Au-Ag-эпитермальных месторождений в вулканогенных поясах Востока России – одна из наиболее актуальных задач для решения вопроса о расширении минерально-сырьевой базы благородных металлов региона. В вулканогенных поясах Востока России, учитывая их слабую опоскованность, по аналогии с другими регионами Тихоокеанского кольца, весьма реальны перспективы открытия новых месторождений, в том числе крупных и сверхкрупных.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского Научного Фонда № 14-17-00170.*

### **Литература**

1. Chizhova I.A., Volkov A.V., Lobanov K.V. Regional variations of gold-silver ratio in epithermal deposits of Pacific volcanic-plutonic belts // Proceedings of 7th European Congress on Regional geoscientific Cartography and information Systems, 12-15 June, 2012. Bologna,

- Italy. Bologna: Centro Stampa Regione Emilia-Romagna, 2012. V. 2. P. 578-579.
2. Волков А.В., Чижова И.А., Алексеев В.Ю., Сидоров А.А. Вариации показателя AG/AU эпитеpмальных месторождений // Доклады Академии наук. 2013. Т. 452. № 1. С. 75-79.
  3. Chizhova I., Volkov A., Lobanov K. Gold-silver ratio as variability factor for epithermal deposits // Mineral deposit research for a high-tech world. Proceedings of the 12th Biennial SGA Meeting. 12-15 august 2013, Uppsala, Sweden. Elander Sverige AB, 2013. ISBN 978-91-7403-207-9. V. 1. P. 407-410.
  4. Чижова И.А., Волков А.В., Лобанов К.В. Сравнительный анализ эпитеpмальных месторождений на основе анализа золото-серебряного отношения в рудах // Пятнадцатая международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Москва, 29 сентября – 1 октября 2014 г. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2014. – С. 238-241. ISBN 978-5-88918-024-1.
  5. <http://ubiznes.ru/top/mirovaya-dobycha-zolota-reyting-stran.html>
  6. Mosier D.L. Menzie W.D., Kleinhamp F.J.: U.S. Geological Survey Bulletin. 1985. 1666. P. 1-39.

#### THE RESULTS OF STATISTICAL ANALYSIS DATA FOR THE COUNTRIES WHICH CONTAIN THE ECONOMIC SIGNIFICANT AU-AG EPITHERMAL DEPOSITS

**Chizhova I.A., Volkov A.V., Sidorov A.A., Lobanov K.V.,**  
Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry, Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Russia,  
[tchijova@igem.ru](mailto:tchijova@igem.ru)

The results of statistical analysis data for Au - Ag epithermal deposits in the world and countries containing the significant economic deposits of this type are described. For this purpose the database on 515 deposits over the world has been created. We have received the science-based summary about gold-silver specialization of different countries.

## РЕКОНСТРУКЦИЯ СКОРОСТЕЙ УПРУГИХ ВОЛН В ЛАБОРАТОРНЫХ ИСПЫТАНИЯХ ГОРНЫХ ПОРОД

**Шихова Н.М., Патонин А.В.**

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН (ИФЗ), Москва,  
[patonin@borok.yar.ru](mailto:patonin@borok.yar.ru)

Разработан алгоритм восстановления поля скоростей упругих волн в образце по данным лучевого зондирования на основе итерационных методов реконструкции. Апробация алгоритма на модельных данных позволила оценить оптимальные размеры дискретизации объема образца (ячеек) и влияние начальных условий на точность реконструкции. Метод позволяет уточнять значения скоростей распространения УЗ волн в разных частях образца при умеренной степени анизотропии.

Для корректного решения задачи локации источников сигналов акустической эмиссии необходимо учитывать не только моменты прихода упругой волны на каждый из приемных датчиков, но и скорость распространения данной упругой волны. В общем случае для изотропной среды с неизменной скоростью распространения волны по всем направлениям может быть использована всего одна трасса зондирования. При лабораторных испытаниях горных пород в условиях трехосной деформации в образце формируются локальные зоны, в которых скорость распространения упругой волны может существенно отклоняться от среднего значения по объему. Поэтому важно в ходе эксперимента учитывать распределение скоростей в разных частях испытуемого образца.

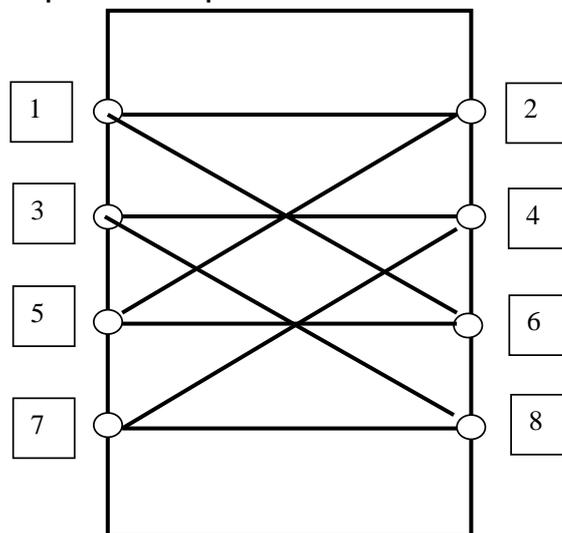


Рис.1 Схема расположения трасс и датчиков измерения скоростей.

Существующая на прессе INOVA система регистрации позволяет определять скорость упругой волны в 16 направлениях - по 8 лучей зондирования в каждой из двух ортогональных плоскостей (рис. 1).

Выбранная схема является оптимальной и учитывает размеры испытуемого образца, количество и характеристики приемных и передающих датчиков. Вместе с тем такая конфигурация объединяет систему регистрации отдельных волновых форм

сигналов акустической эмиссии и систему регистрации скоростей распространения упругих волн.

Для тестирования алгоритма нами были рассмотрены несколько вариантов анизотропии образца, соответствующих наличию в нем частей со значениями скоростей распространения упругой волны, отличных от среднего значения. Характерный размер модельной зоны имел размер не менее 15мм и выбирался исходя из длины зондирующей ультразвуковой волны (5-7мм). Для различного изменения скорости упругой волны, проходящей через неоднородность, необходимо, чтобы размеры этой неоднородности превышали длину зондирующей волны. На рис.2 слева показана одна из моделей расположения локальной неоднородности. В правом верхнем углу предполагалась зона повышенной плотности. В нижнем левом - пониженной.

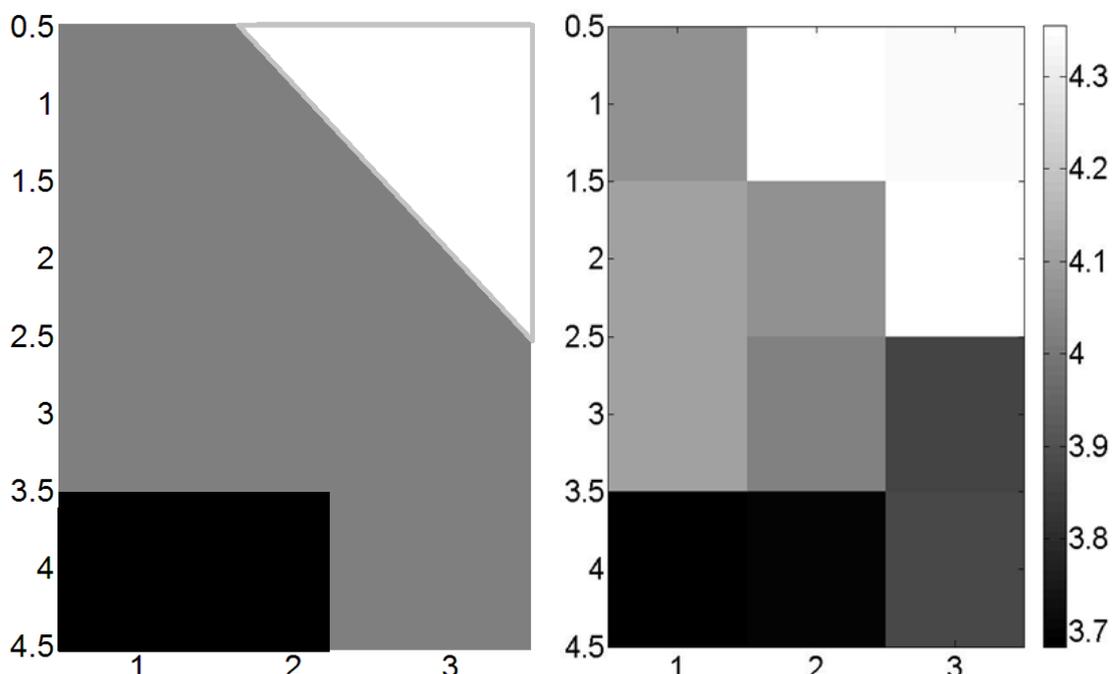


Рис.2 Модель для расчёта (слева) и результаты восстановления значений скоростей (справа).

Скорость упругой волны выбрана равной 4 мм/мкс, скорость волны в зоне повышенной плотности равна 4.5 мм/мкс, в зоне пониженной плотности - 3.5 мм/мкс. Для мелкости разбиения с характерными размерами клетки 15 мм исходя из граничных условий в каждой из двух ортогональных плоскостей получали систему линейных уравнений  $Ax=b$  для расчета значений поля во всех 12 элементах плоской проекции. Расчет проводился по схеме 8 уравнений для 12 неизвестных. В качестве первого приближения были взяты скорости распространения волны по каждому направлению. Отметим, что матрица  $A$  при реконструкции получается сильно разреженной - в нашем случае лишь 3 из 12 элементов каждой строки - ненулевые. Для решения этой системы использован модифицированный итерационный метод Качмажа с предварительным улучшением матрицы посредством циклического метода перебора строк матрицы [Ильин, 2006]:

$$\mathbf{X}_{k+1} = \mathbf{X}_k + \lambda \frac{b_{j(k)} - (\mathbf{a}_{j(k)}, \mathbf{X}_k)}{\|\mathbf{a}_{j(k)}\|^2} \mathbf{a}_{j(k)}$$

где  $\mathbf{X}_p$  – вектор-столбец приближенного решения после  $p$  итераций;  $b_q$  – компонента с номером  $q$  вектора-столбца правой части линейной системы;  $\mathbf{a}_q$  – вектор-строка с номером  $q$  матрицы  $A$ ,  $\lambda$  – параметр релаксации. В целях получения решения системы  $\mathbf{X}$ , наиболее полно соответствующего моделируемой ситуации, нами были использованы несколько модификаций этого итерационного метода [Gordon et.al., 1970], в частности, с первым итерационным приближением, использующим значениями скоростей распространения вдоль каждого луча. На рисунке 2 справа показаны результаты расчетов. Сходимость метода очень высокая, количество итераций не превышало 20-30, при этом погрешность вычисления скорости составляла менее 10 %.

Проведенный анализ показал, что метод алгебраической реконструкции может быть эффективно адаптирован к схеме расположения трасс зондирования на прессе INOVA. Устранено притягивание вычисляемых скоростей к направлениям самих трасс. Появилась возможность на более качественном уровне идентифицировать зоны уплотнения и разуплотнения материала. Представленный алгоритм последовательно использует данные по каждой из ортогональных проекций, и на следующем этапе для восстановления поля скоростей в объеме необходимо провести сглаживание методом средневзвешенного или методом ядерных Гауссовых функций.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ № 14-17-00658.*

### **Литература**

1. Ильин В.П. Об итерационном методе Качмажа и его обобщениях// Сиб. журн. индустр. математики. 2006. Т. 9, № 3. С. 39.
2. Gordon R., Bender R., Herman G., Algebraic reconstruction techniques (ART) for three-dimensional electron microscopy and X-ray photography. J. Theor. Biol., vol.29, 1970 pp. 471-481.

### **RECONSTRUCTION OF ELASTIC WAVE VELOCITIES IN LABORATORY TESTS OF ROCKS**

**Shikhova N.M., Patonin A.V.**

Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences (IPE RAS), Moscow, [patonin@borok.yar.ru](mailto:patonin@borok.yar.ru)

The procedure of the recovery of the velocity field of elastic waves in the sample according to the radial sounding based on iterative reconstruction methods is developed. Testing of the algorithm on simulated data allowed us to estimate the optimum size of volume discretization of the sample and the influence of the initial approximation on the accuracy of the reconstruction. The method allows to specify the value of the propagation velocities of ultrasonic waves in different parts of the sample at a moderate degree of anisotropy.

## ГЕНЕЗИС МАГМ (МОДЕЛЬ ГОРЯЧЕЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ)

**Шкодзинский В.С.**

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН  
(ИГАБМ СО РАН), 677981 Якутск, пр. Ленина, 39

В соответствии с принципом актуализма и гипотезой холодной аккреции Земли обычно предполагалось, что недра ее никогда не были расплавленными. Поэтому магмы должны формироваться путем отделения выплавов в глубинных породах, подплавленных на 0,1 – 15 % под влиянием радиогенного тепловыделения. Однако эксперименты [Arndt, 1977] показали, что выплавки не отделяются от перидотитов при плавлении их меньше чем на 35 % ввиду большой прочности каркаса сросшихся минералов. Это подтверждается автохтонностью анатектического жильного материала в мигматитах даже при его содержании в 40 – 45 %. В мантийных ксенолитах обычно отсутствуют признаки частичного плавления и массово распространены явления замещения высокотемпературных минералов низкотемпературными. Судя по ксенолитам из кимберлитов, температура мантийной литосферы под платформами снижалась примерно на 200 ° С за каждый миллиард лет [Шкодзинский, 2014]. Это свидетельствует об отсутствии в ней процессов разогрева и частичного плавления. С помощью гипотезы обособления выплавов невозможно объяснить происхождение кислых магм и континентальной кристаллической коры, так как в первичном ультраосновном веществе Земли кислые выплавки могли возникать лишь при давлении менее 3 – 4 кб [Грин, 1973]. Однако в случае холодной аккреции на глубине менее 10 – 15 км никогда не существовала температура 1000 – 1100 ° С, необходимая для подплавления этого вещества на 3 – 5 %.

Современные планетологические и петрологические данные свидетельствуют о горячей аккреции планет земной группы и фракционировании на них глобальных океанов магмы. На это указывают присутствие в мантийных ксенолитах трендов магматического фракционирования, уменьшение средних изотопных возрастов и температуры кристаллизации различных мантийных пород в полном соответствии с этими трендами, проекции линий архейских палеоградиентов в область очень высокой температуры (до 1000 – 1100 °) на земной поверхности и множество других данных. Учет горячего образования Земли позволяет принципиально по-новому решить все проблемы генезиса магм и впервые убедительно объяснить особенности состава, размещения и эволюции магматизма [Шкодзинский, 2014].

Многие данные свидетельствуют, что земное ядро возникло раньше мантии вследствие слипания намагниченных частиц железа в протопланетном диске. Очень быстрая аккреция обусловила изначально более высокую температуру ядра по сравнению с мантией и привела впоследствии к появлению в ней конвекции. Выпадавший на ядро силикатный материал плавился под влиянием импактного тепловыделения. Придонные части возникшего океана магмы кристаллизовались под влиянием роста давления новообразованных верхних частей. Осаждавшиеся кристаллы формировали ультраосновные породы нижней мантии, а захороненные среди них расплавы – эклогиты. Вследствие низкой силы тяжести на еще небольшой Земле и пониженной глубины раннего океана давление на его дне было незначительным. Поэтому формировались низкобарические остаточные расплавы от кислого до толеитового состава. Расположение их в соответствии с плотностями обусловило возникновение расслоенности в магматическом океане.



Рис. 1. Схема кристаллизации постааккреционного расслоенного магматического океана и эволюции магматизма на платформах. Состав магм: 1 – кислый; 2 – субщелочной; 3 – анортозитовый; 4 – карбонатитовый; 5 – лампроитовый; 6 – кимберлитовый.

После прекращения аккреции океан глубиной около 240 км, вследствие расслоенности, остывал, кристаллизовался и фракционировал сверху вниз (рис. 1). Фракционирование кислого слоя привело к образованию в архее слагающих кристаллическую кору эндербитов и серых гнейсов из кумулатов и древних гранитоидов из остаточных расплавов. Подъем магм и их дифференциатов из среднего и основного по составу слоев привел к возникновению преимущественно в протерозое диоритов, базитов,

автономных анортозитов, сиенитов и щелочных гранитоидов. Недифференцированные магмы пикритового слоя сформировали коматииты зеленокаменных поясов. Внедрение высокобарических остаточных расплавов этого слоя обусловило образование главным образом в позднем протерозое и палеозое щелочно-ультраосновных комплексов и карбонатитов. Длительное накопление в остаточном расплаве привело к огромному содержанию во многих этих породах редких и рассеянных элементов. Из остаточных расплавов придонного перидотитового слоя преимущественно в фанерозое возникали кимберлиты. Декомпрессионно-фрикционное подплавление при выжимании и всплывании наиболее кислых пород кристаллической коры в коллизионных зонах является причиной образования в них огромных гранитоидных батолитов.

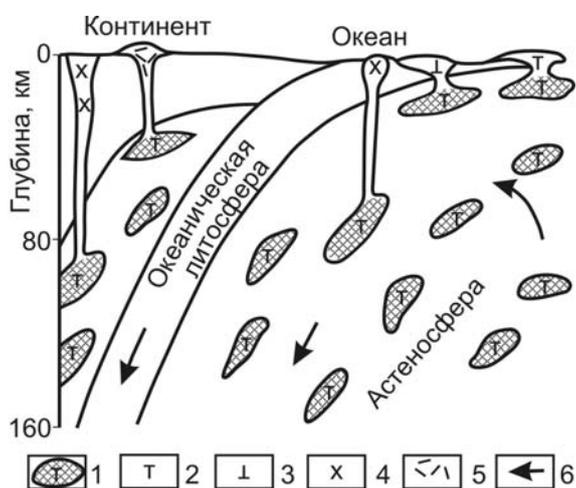


Рис. 2. Модель образования магм в океанах: 1 – очаги толеитовых магм в астеносфере; 2 – недифференцированные магмы срединно-океанических хребтов; 3 – дифференцированные толеитовые магмы океанических островов; 4 – субщелочные и щелочные магмы абиссальных океанических равнин и внешних поясов зон субдукции; 5 – дацит-андезит-базальтовые магмы субдукционных вулканических поясов; 6 – направление движения вещества в мантии.

При всплывании подогретого ядром вещества нижней мантии происходило декомпрессионное переплавление в нем эклогитов, поскольку они являются на сотни градусов более легкоплавкими, чем ультраосновные кумулаты. Вследствие образования из низкобарических остаточных расплавов все эклогиты имели толеитовый состав. Поэтому при декомпрессионном переплавлении их при подъеме формировались только толеитовые магмы

независимо от глубины плавления (рис. 2). Это объясняет огромное распространение толеитовых базитов как в океанах с тонкой литосферой, так и в континентальных областях. Здесь низкотемпературная литосфера простиралась на большую глубину и поэтому не могло происходить необходимое для образования толеитов ее низкобарическое плавление. При низкобарическом фракционировании очагов толеитовых магм в плюмах возникали различные кислые магмы, при высокобарическом под толстой литосферой формировались различные щелочные магмы, внедрявшиеся преимущественно после толеитовых базитов. В зонах субдукции охлаждение и фракционирование астеносферных очагов толеитовых магм под влиянием опускавшейся холодной литосферы приводило к образованию различных остаточных расплавов (от кислых малоглубинных до щелочных глубинных) и идентичных им по составу магматических пород. Реоморфизм кристаллической кислой коры мог сопровождаться возникновением крупных интрузий гранитоидов на краях континентов. Только магматическое фракционирование является причиной разнообразия состава магматических пород.

### **Литература**

1. Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 242–261.
2. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов. Якутск: изд. СВФУ, 2014. 452 с.
3. Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. V. 76. P. 424–428.

### **GENESIS OF MAGMAS (MODEL OF HOT ACCRETION OF EARTH)**

#### **Shkodzinskiy V.S.**

Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, 677981  
Yakutsk, Lenina st., 39

According to model of hot accretion magmas of platforms were a result of fractionation of global magma ocean. In ocean areas magmas were formed as result decompression melting eclogites in plumes. Ocean alkaline magmas were a result deep fractionation basic magmas in mantle.

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ АНАТЕКТИЧЕСКОГО МИГМАТИТООБРАЗОВАНИЯ

**Шкодзинский В.С.**

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН  
(ИГАБМ СО РАН), 677981 Якутск, пр. Ленина, 39

Начальные стадии частичного плавления (на 0,1 – 15 %) пород коры и мантии в настоящее время рассматриваются как главные процессы, приводящие к формированию природных магм. Однако экспериментальные исследования [Arndt, 1977] свидетельствуют, что расплав начинает отделяться от перидотита лишь при плавлении его более, чем на 35 %. При меньшей степени плавления его отделению препятствует прочный каркас сросшихся кристаллов. Это противоречит представлениям о формировании магм путем частичного плавления.

Для разрешения этого противоречия были изучены анатектические мигматиты Алданского щита, Приладожья и юго-западного Прибайкалья [Шкодзинский, 1976, 2014]. Такие породы являются единственным доступным изучению природным примером массового частичного плавления. Было выделено два генетических типа мигматитов – анатектической и магматической дифференциации. Первые имеют признаки образования путем дифференциации на субстрат и жильный материал в процессе анатексиса осадочных пород. Вторые сформировались в результате обособления остаточного расплава при кристаллизации кислых и средних магм с образованием мигматизированных гранито-гнейсов, серых гнейсов и эндербитов. По современным данным о горячем образовании Земли эти магмы слагали верхний кислый слой океана магмы, возникшего в результате импактного тепловыделения при аккреции [Шкодзинский, 2014].

Среди анатектических мигматитов наиболее распространены высокоглиноземистые разности, возникшие путем метаморфизма и подплавления продуктов выщелачивания различных ортогнейсов под влиянием горячей газо-паровой оболочки в период кристаллизации верхних частей магматического океана. Характерной особенностью этих мигматитов является резкое количественное преобладание безводных минералов (граната, гиперстена, кордиерита) в темноцветной составляющей жильного материала (рис. 1). Это связано с заимствованием из биотита воды, растворяющейся в расплаве. Такое явление в литературе названо дегидратационным плавлением. Его иллюстрирует реакция  $3n\text{Биотит} + 1,35n\text{Альбит} + 1,67n\text{Силлиманит} + 9,46n\text{Кварц} + (3,43 - 2,8n)\text{Гранат} = 3,43\text{Гранат более магнезиальный} + 1,2n\text{Ортоклаз} +$

$\Delta n$  Расплав для силлиманитовых гнейсов. Здесь  $n$  – приращение магнезиальности граната (Шкодзинский, 2014).

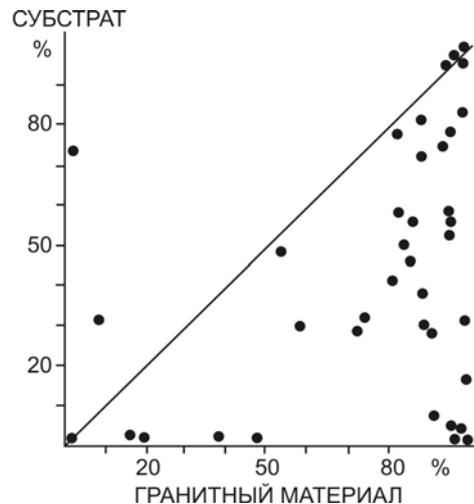


Рис. 1. Соотношение долей безводных минералов в темноцветной составляющей субстрата и гранитного материала в анатектических мигматитах Алданского щита.

Реакция иллюстрирует возрастание магнезиальности темноцветных минералов в процессе плавления. Это подтверждается примерно на 1 – 3 % более высокой магнезиальностью темноцветных минералов в жильном материале по сравнению с субстратом. Образованные при плавлении минералы должны были кристаллизоваться преимущественно в расплаве вследствие намного большей скорости диффузии в нем химических компонентов по сравнению с твердыми фазами. Подсчеты показали, что в случае размещения их в жильном материале они составляли до 90 % его объема. Из этого следует, что при образовании анатактический жильный материал состоял из каркаса кристаллов, в промежутках между которыми располагался расплав. Это объясняет почти полное отсутствие идиоморфизма минералов и процессов гравитационной дифференциации в нем. Плотность граната ( $4,3 \text{ г/см}^3$ ) почти в 2 раза больше плотности расплава ( $2,3 \text{ г/см}^3$ ), поэтому в среде расплава он бы оседал и концентрировался в придонных частях анатектического жильного материала. Но крупные (до 4 см) кристаллы граната относительно равномерно распространены в выделениях жильного материала. В мигматитах магматического фракционирования в темноцветной составляющей лейкосомы доля гидроксилсодержащих минералов наоборот выше, чем в меланосоме.

Из преимущественно твердофазного состояния анатектического жильного материала при образовании следует, что он не мог

перемещаться за пределы родоначальных мигматитов и формировать крупные тела кислых магм, как обычно предполагается. Это полностью подтверждается выдержанностью его содержаний в однотипных по составу и степени метаморфизма гнейсах в пределах крупных щитов и в разных щитах, а также равномерностью его распределения в одинаковых по составу гнейсах. Последнее иллюстрирует рис. 2, на котором приведены соотношения последовательных сумм мощностей анатектического жильного материала и субстрата в биотит-гранатовых парагнейсах Алданского щита, замеренные по линиям вкрест простирания. Почти полное совпадение систем разных замеров в одном и том же теле и прямолинейность разных линий показывают равномерность распределения жильного материала. Даже при содержании 46,5 % (линия 1) жильный материал не перемещался из подплавленных пород.

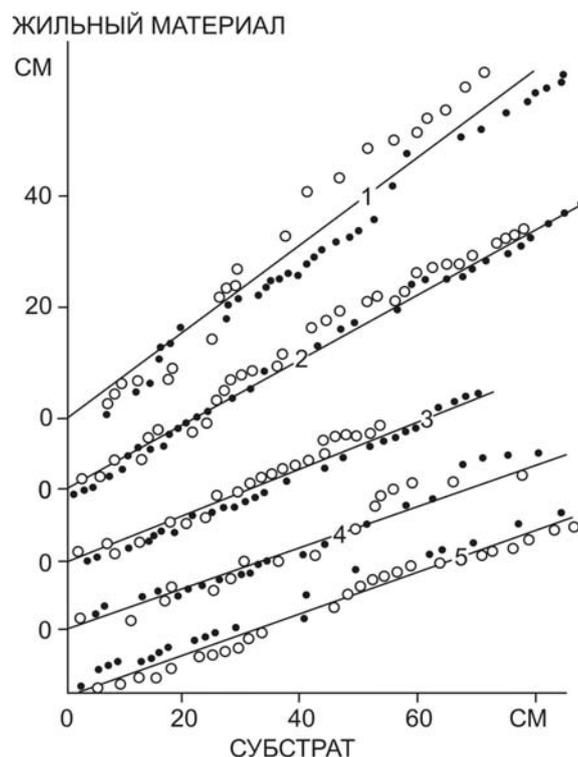


Рис. 2. Соотношение последовательных сумм мощностей тел анатектического жильного материала и субстрата в гранатовых мигматитах р. Амедици Алданского щита.

Таким образом, изучение анатектических мигматитов, вполне определенно подтверждает экспериментальные данные о невозможности отделения выплавок в слабо подплавленных породах. Причиной этого является не только прочность каркаса сросшихся кристаллов, но и преимущественно твердофазное

состояние анатектического материала при образовании. В отличие от экспериментов по плавлению, производящихся чаще всего при избытке воды, природное плавление происходит при ее недостатке. Вследствие этого она заимствуется из минералов, плавление имеет ярко выраженный инконгруэнтный характер и обуславливает высокое содержание новообразованных твердых фаз в выделениях расплава.

Кроме того, верхняя мантия, судя по ксенолитам в кимберлитах, остывает примерно на 200 ° С за каждый миллиард лет [Шкодзинский, 2014]. Поэтому в ней не происходили массовые процессы частичного плавления. Это также противоречит гипотезе образования магм с помощью данных процессов. Как показал анализ, магмы формировались в результате процессов фракционирования глобального магматического океана и декомпрессионно-фрикционного переплавления продуктов такого фракционирования при их всплывании и выжимании [Шкодзинский, 2014].

### **Литература**

1. Шкодзинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов (на примере Алданского щита). Новосибирск: Наука, 1976. 224 с.
2. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: изд. СВФУ, 2014. 452 с.
3. Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* 1977. V. 76. P. 424–428.

### **PHYSICAL-CHEMICAL PECULIARITY OF ANATEXIS IN MIGMATITES Shkodzinskiy V.S.**

Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, 677981  
Yakutsk, Lenina st., 39

It was shown that during anatexis about 90 % products of incongruent melting crystallized in leucosome. Leucosome have autochtone distribution in anatectic migmatites. They shown that partial melting did not formed magmas.

АППАРАТУРНОЕ И МЕТОДИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ  
ГЕОМАТЕРИАЛОВ, ПРИ КРИОГЕННОМ ВОЗДЕЙСТВИИ  
И ПАРАЛЛЕЛЬНОМ МЕХАНИЧЕСКОМ НАГРУЖЕНИИ

**Шкуратник В.Л., Новиков Е.А., Ошкин Р.О.**

ФГАОУ ВПО «Национальный исследовательский технологический университет МИСиС» (НИТУ «МИСиС»), Московский горный институт (МГИ), Москва, [v.shkuratnik@misis.ru](mailto:v.shkuratnik@misis.ru), [e.novikov@misis.ru](mailto:e.novikov@misis.ru)

**Введение.** Предшествующие работы в области термостимулированной акустической эмиссии (ТАЭ) геоматериалов показали, что нагрев образцов последних до температур свыше 60-80 °С приводит к формированию аустикоэмиссионного отклика, по параметрам которого возможно: определение особенностей структуры этих геоматериалов, например, величины интегральной трещиноватости [Новиков, 2012] и среднего размера минерального зерна [Shkuratnik и др., 2012]; исследование предыстории их механического [Шкуратник и др., 2011] и термического [Новиков и др., 2013] нагружения; определение стадий деформирования [Shkuratnik и др., 2014]; получение численной оценки физико-механических свойств горных пород, например, предела прочности при сжатии [Шкуратник и др., 2012] и нагрузки начала дилатансии [Шкуратник и др., 2013]; и т.д.

При этом практически не рассмотрено направление, заключающееся в установлении и обосновании взаимосвязей между параметрами ТАЭ как мерзлых, так и частично талых геоматериалов (в т.ч. грунтов) с одной стороны и криогенными изменениями их структуры и свойств – с другой. В частности большое практическое значение имеет проблема контроля процесса морозного выветривания геоматериалов под действием замерзающей воды. Эта проблема, несмотря на многочисленные работы [Воронков О.К. и др., 2007; Познанин В.Л., 2012], направленные на её решение, все еще остается актуальной. Основываясь на чувствительности метода высокотемпературной ТАЭ к параметрам структуры, свойств и состояния различных геоматериалов можно прогнозировать возможность его использования для исследования геокриологических процессов.

Первым этапом адаптации метода ТАЭ к решению указанной проблемы является разработка и апробация аппаратного и методического обеспечения, позволяющих регистрировать параметры АЭ в твердых (высокоплотных) и рыхлых геоматериалах (грунтах), в том числе водонасыщенных, при их механическом нагружении и одновременном (в рамках одного эксперимента) испытании как в отрицательной, так и в высокотемпературной областях.

**Приборное и методическое обеспечение.** Для решения поставленной задачи предложена следующая установка (см. рис. 1).

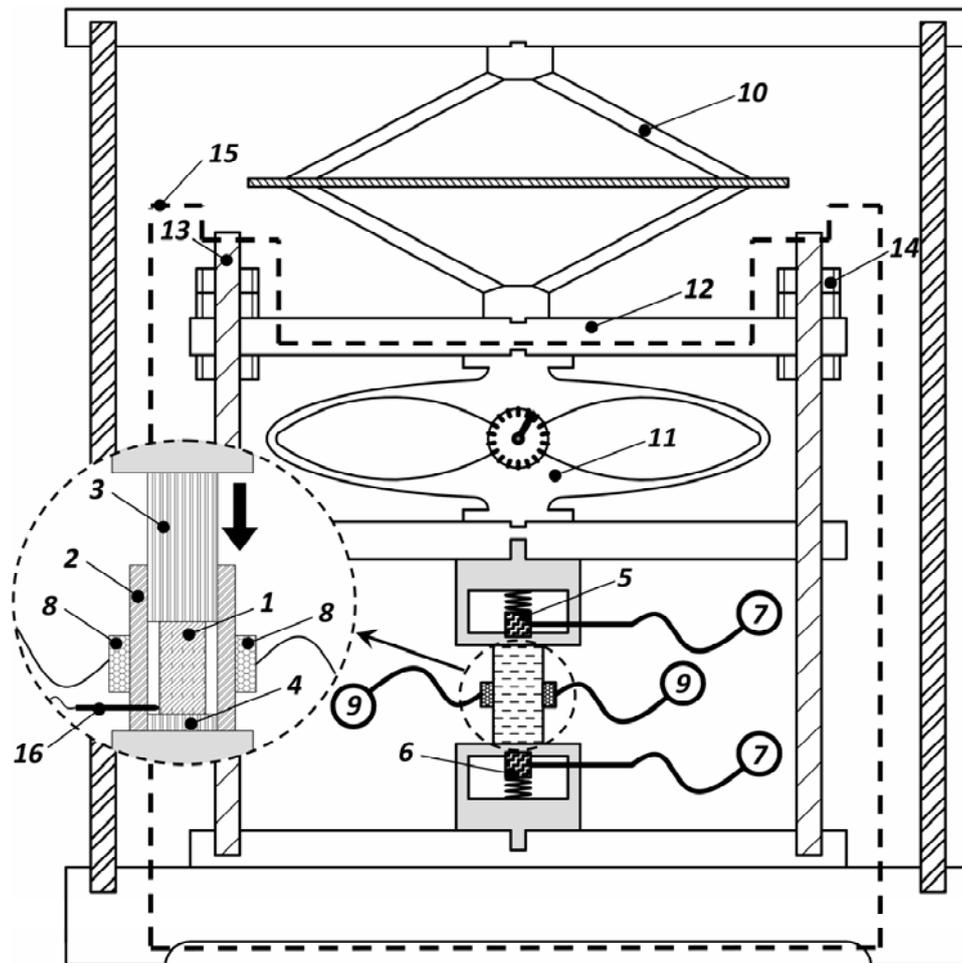


Рис. 1 Схема лабораторной установки для АЭ испытаний горных пород при криогенном воздействии и механическом нагружении

Образец 1 твердой горной породы или рыхлого грунта (в т.ч. водонасыщенного) помещают в изготовленную из нержавеющей стали колбу 2. Верхняя крышка последней выполнена как подвижный алюминиевый волновод 3 во фторопластовой опалубке с каналом для отвода воздуха из колбы при сжатии образца, а нижняя – как стационарный волновод 4. По этим волноводам сигналы ТАЭ от образца передаются к помещенным в защитные металлические оболочки приемным преобразователям 5 и 6, которые присоединены к акустико-эмиссионной измерительной системе 7 A-Line 32D. В центральной по высоте части колбы, по её периметру размещают кольцевой нагревательный элемент 8, температура которого зависит от подаваемого на него электрического напряжения, регулируемого с помощью лабораторного автотрансформатора 9. Посредством ромбовидного домкрата 10 образцу через подвижный волновод сообщают механическую нагрузку, величину которой контролируют с помощью динамометра 11. Далее положение плиты 12, фиксируют по высоте направляющих стержней 13 с помощью стопорных гаек 14 (контргаяк). Это позволяет сохранить созданную на образце нагрузку после снятия последней с домкрата. Съёмный модуль 15 вынимают из установки и помещают в лаборатор-

ную морозильную камеру SE 10-45 на основе хладагента R404a, позволяющую охладить геоматериал вплоть до минус 45 °С, (на рис. 1 условно не показана). Это позволяет произвести произвольно задаваемое термическое воздействие (нагрев/охлаждение) на находящийся под механической нагрузкой образец геоматериала и параллельно регистрировать параметры ТАЭ. Термометрическая информация записывается в формате Excel с помощью регистратора АТЕ-9380, термopара 16 которого через герметичное (залитое термостойким компаундом) соединение подведена к нижней части колбы с образцом.

**Характерные результаты тестовых испытаний** при нагрузке в 15 МПа образцов известняка Грушевского месторождения, изготовленных из одного и того же куска (плиты) породы в виде параллелепипедов размерами 25×25×50 мм приведены на рис. 2. Часть образцов была искусственно водонасыщена до содержания влаги 17-21 % по сухой массе.

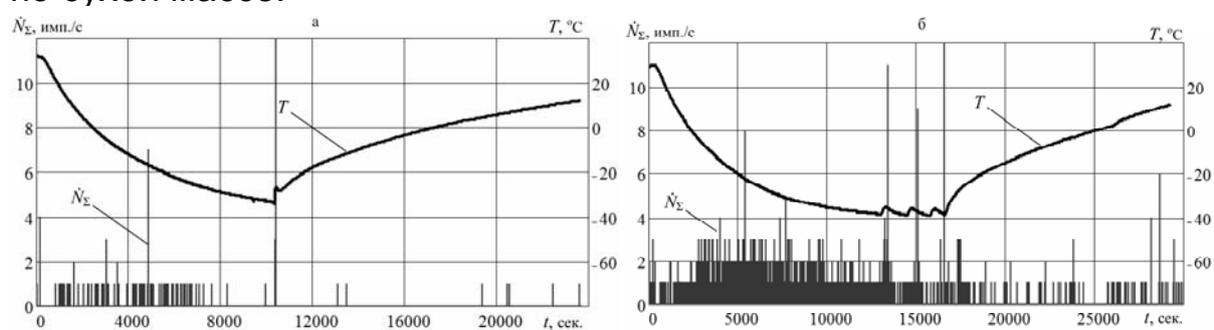


Рис. 2 Характерные экспериментальные зависимости активности  $\dot{N}_\Sigma$  ТАЭ и температуры  $T$  сухого (а) и водонасыщенного (б) образцов

**Выводы.** Разработано аппаратное и методическое обеспечение акустикоэмиссионных исследований сухих и водонасыщенных высокоплотных (скальных) и рыхлых (грунтов) геоматериалов, при их механическом нагружении и одновременном (в рамках одного эксперимента) испытании как в отрицательной, так и в высокотемпературной областях. Представлены результаты тестовых испытаний на этой установке находящихся в напряженном состоянии образцов известняка, показавшие чувствительность параметров акустической эмиссии, стимулированной криотермическим воздействием к величине содержания влаги в геоматериале.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 13-05-00168.*

### Литература

1. Воронков О.К., Ушакова Л.Ф. Влияние физического выветривания на состояние и свойства горных пород // СПб.: Изд-во ОАО «ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева», 2007, 343 с.
2. Шкуратник В.Л., Новиков Е.А. О влиянии предварительного механического нагружения образцов горных пород на характер проявления в них термоакустической эмиссии // Наукові праці УкрНДМІ НАН

- України, №9 (частина I). - Донецьк, Укрндмі НАН України, 2011, С. 405-415.
3. Познанин В.Л. Эрозионные процессы в криолитозоне // В журнале: Пространство и время №1(7), Изд-во: «Типография ИД «ГРАНИЦА», Москва, 2012, С. 127-132.
  4. Новиков Е.А. О влиянии трещиновидных дефектов структуры скальных геоматериалов на их термоакустическую эмиссию // Сборник трудов Научной конференции «Сессия Научного совета РАН по акустике и XXV сессия РАО. Т.1. - М.: ГЕОС, 2012, С. 345-348.
  5. Shkuratnik V.L., Novikov E.A. Correlation of thermally induced acoustic emission and ultimate compression strength in hard rocks // Journal of Mining Science July 2012, Volume 48, Issue 4, pp. 629-635.
  6. Шкуратник В.Л., Новиков Е.А. О взаимосвязи термостимулированной акустической эмиссии скальных горных пород с их пределом прочности при сжатии // ФТПРПИ, 2012, №4, С. 44-51.
  7. Шкуратник В.Л., Новиков Е.А. Диагностика начала дилатансии в статически напряженной каменной соли по параметрам её термостимулированной акустической эмиссии // Четырнадцатая международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле», Москва, ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, 2013, С. 287-290.
  8. Новиков Е.А., Загорский Д.Л. Об особенностях акустоэмиссионного эффекта памяти в скальных геоматериалах в низко- и высокотемпературных диапазонах // ГИАБ. М.:МГГУ, 2013, № 8, С. 333-337.
  9. Shkuratnik V.L., Novikov E.A., and Oshkin R.O. Experimental analysis of thermally stimulated acoustic emission in various-genotype rock specimens under uniaxial compression // Journal of Mining Science, March 2014, Volume 50, Issue 2, pp. 249-255.

APPARATUS AND METHODOLOGY FOR THE ACOUSTIC EMISSION RESEARCHES IN GEOMATERIALS, DURING THEIR SIMULTANEOUS CRYOGENIC AND MECHANICAL TESTING

**Shkuratnik V.L., Novikov E.A., Oshkin R.O.**

FSAEI HPE National University of Science and Technology «MISiS», Moscow mining institute (MGI), Moscow, [v.shkuratnik@misis.ru](mailto:v.shkuratnik@misis.ru), [e.novikov@misis.ru](mailto:e.novikov@misis.ru)

**Abstract:** This paper describes and justifies the apparatus and methodology, which allow the possibility of performing the number of various acoustic emission researches of rocks and grounds samples during their simultaneous cryogenic and mechanical testing.

## ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИСПАРЕНИЯ CAI

**Шорников С.И., Иванова М.А., Яковлев О.И.**

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского  
РАН, Москва, [sergey.shornikov@gmail.com](mailto:sergey.shornikov@gmail.com)

В рамках разработанной полуэмпирической модели [Шорников, 2009] рассчитано изменение состава остаточного расплава Ca–Al–включений в хондрите (CAIs) при постоянной температуре 2300 К. Используемая термодинамическая модель базировалась на теории ассоциированных растворов и экспериментальных данных об активностях компонентов в оксидных расплавах системы CaO–MgO–FeO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–TiO<sub>2</sub>–SiO<sub>2</sub>, найденных масс-спектрометрическим эффузионным методом Кнудсена в интервале температур 1600–2500 К. Исходный состав расплавов, охарактеризован в работе [Ivanova et al., 2015] и приведён в таблице 1.

Таблица 1. Исходные составы расплавов CAIs (мас. %).

Оксиды	3N-1	3N-6	3N-7	3N-12	3N-20	3N-Host
SiO <sub>2</sub>	33.62	21.46	33.00	29.45	27.51	32.87
TiO <sub>2</sub>	1.02	1.50	1.03	1.11	2.36	1.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.51	37.82	30.50	26.27	25.04	24.93
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	0.15	0.08	0.13	0.10	0.13
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.15	0.07	0.08	0.07	0.11	0.18
FeO	0.87	0.15	0.33	0.19	0.45	1.81
MnO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01
MgO	14.51	13.88	11.55	9.94	6.03	14.56
CaO	26.54	24.68	23.05	32.46	38.24	23.24
Na <sub>2</sub> O	0.39	0.16	0.25	0.15	0.01	0.41
K <sub>2</sub> O	0.20	0.15	0.14	0.20	0.16	0.19

Из рис. 1а видно, что испарение расплавов CAIs происходит с увеличением содержания в остаточном расплаве Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – наиболее труднолетучего оксида. FeO, MgO, SiO<sub>2</sub> быстро испаряются из расплава в указанной последовательности. Уменьшение содержания CaO в остаточном расплаве при испарении приводит к падению содержания TiO<sub>2</sub>, находящегося в расплаве, вероятно, в форме перовскита. Несмотря на различия в исходных составах расплавов CAIs (табл. 1) наблюдается определённое сходство в изменении соотношения наиболее труднолетучих компонентов расплава – CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при испарении (рис. 1б). Выделяются 3 стадии, характеризующие испарение расплавов CAIs. На первой стадии испарение расплавов происходит с неизменным соотношением этих оксидов. При достижении порогового значения

происходит уменьшение содержания CaO относительно  $Al_2O_3$  вплоть до кальцевоалюминатного расплава, который испаряется с более резким уменьшением содержания CaO вплоть до корунда.

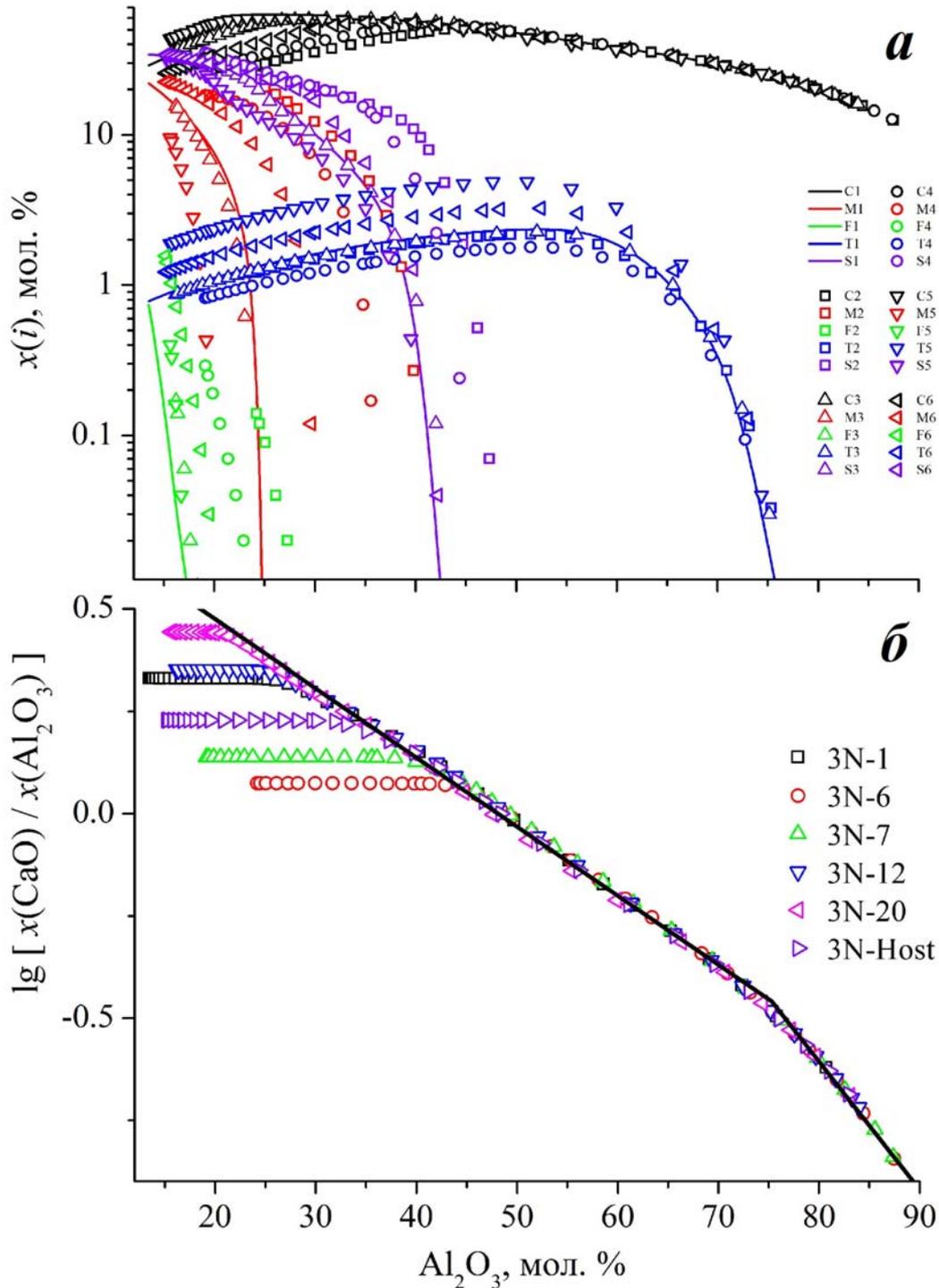


Рис. 1. Рассчитанное в настоящей работе изменение состава конденсированной фазы расплавов CAIs (а) и соотношения содержания оксидов кальция и алюминия в остаточном расплаве (б) при испарении при температуре 2300 К. Обозначения на рис. (а): С – CaO, М – MgO, F – FeO, Т –  $TiO_2$ , S –  $SiO_2$ ; 1 – 3N-1, 2 – 3N-6, 3 – 3N-7, 4 – 3N-12, 5 – 3N-20 и 6 – 3N-Host.

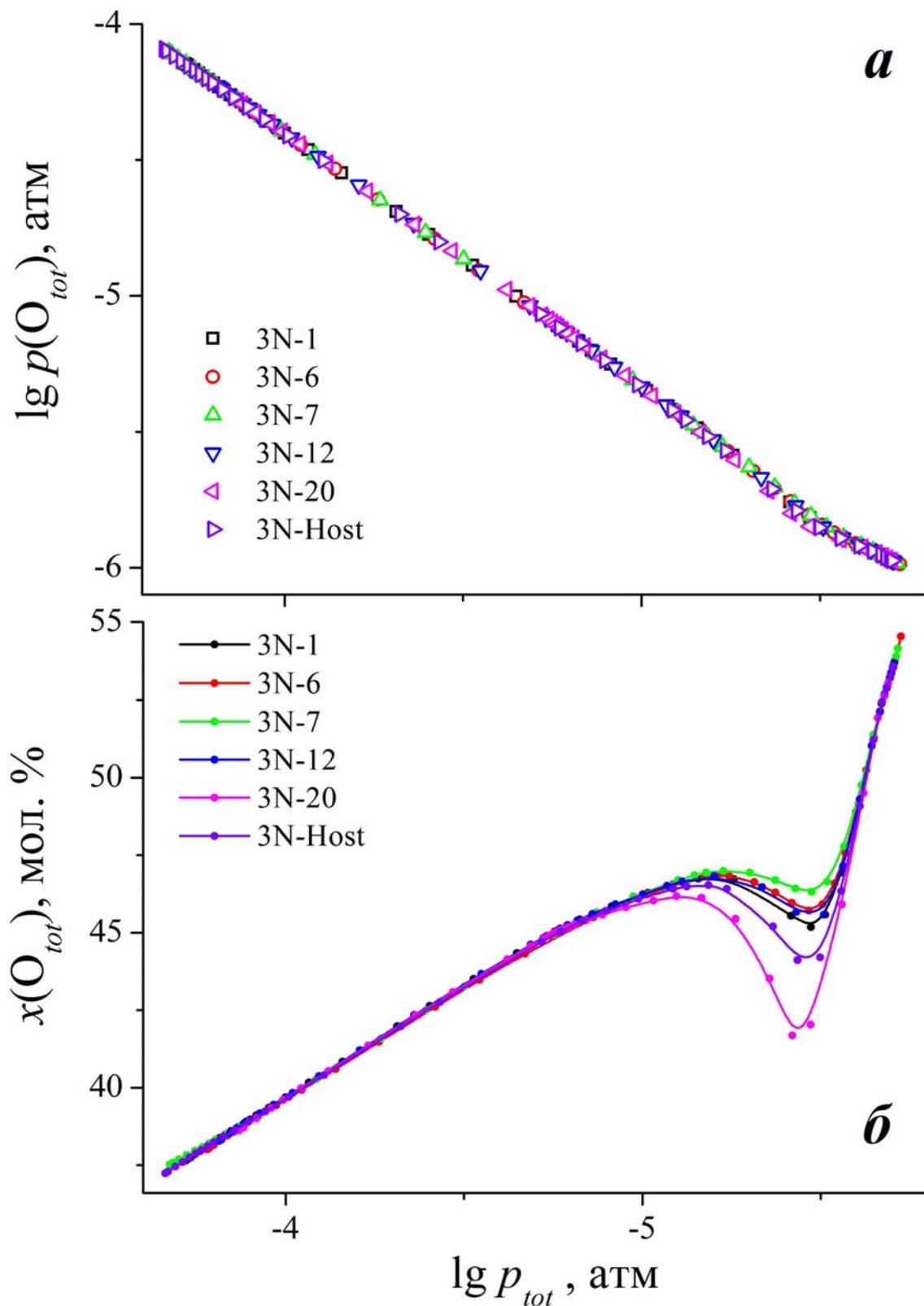


Рис. 2. Рассчитанные в настоящей работе зависимости давления кислорода (а) и его содержания в газовой фазе (б) от общего давления газовой фазы над расплавами CAIs при испарении при температуре 2300 К.

Как следует из рис. 2а, указанным закономерностям испарения расплавов CAIs соответствует симбатное уменьшение общего давления газовой фазы  $p_{tot}$  над рассматриваемыми расплавами и приблизительно пропорциональное ему суммарное давление атомарного и молекулярного кислорода  $p(O_{tot}) = p(O) + p(O_2)$ . Заметим, что содержание кислорода в газовой фазе над испаряющимися расплавами значительно и возрастает практически идентично для всех рассматриваемых расплавов от 37 до 55 мол. % (рис. 2б). На рис. 2б можно заметить экстремум в представленных зависимостях давлений, обусловленный полным испарением  $TiO_2$  из расплавов (приблизительно при  $p_{tot} = 10^{-5.44}$ , соответствующем 75 мол. %  $Al_2O_3$  на рис. 1), причём величина экстремума зависит от исходного соотношения содержания в расплаве оксидов алюминия и титана: 3N-20 (8.3), 3N-Host (12.3), 3N-1 (17.3), 3N-12 (18.4), 3N-6 (19.7), 3N-7 (23.0).

Таким образом, из полученных результатов, моделирующих испарение расплавов CAIs, представляющих собой в основном составы системы  $CaO-MgO-FeO-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2$ , следует определённое подобие характера испарения рассматриваемых оксидных расплавов, обусловленное увеличением содержания труднолетучей кальциевоалюминатной составляющей расплава. Вместе с тем, обнаруженные различия в составе газовой фазы над испаряющимися расплавами позволяют выявить роль отдельного компонента, содержание которого в исходном расплаве невелико ( $TiO_2$ ).

*Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 9 Президиума РАН.*

### **Литература**

1. Шорников С.И. Термодинамическое исследование кинетики испарения расплавов системы  $CaO-MgO-Al_2O_3-FeO-SiO_2$  // Вестник ОНЗ РАН. 2009. Т. 27. № 1. С. 1 – 4.
2. Ivanova M. A., Lorenz C. A., Krot A. N., MacPherson G. J. A compound Ca-, Al-rich inclusion from CV3 chondrite Northwest Africa 3118: Implications for understanding processes during CAI formation // *Met. Planet. Sci.* 2015. Vol. 50. No. 9. P. 1512 – 1528.

## **THERMODYNAMIC REGULARITIES OF CAI EVAPORATION**

**Shornikov S.I., Ivanova M.A., Yakovlev O.I.**

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS, Moscow, [sergey.shornikov@gmail.com](mailto:sergey.shornikov@gmail.com)

Using the theory of associated solution model, the changing of the CAIs compositions were calculated at high-temperature evaporation. The observed regularities of CAIs melt evaporation are discussed.

## РОЛЬ КИСЛОТНО-ОСНОВНОГО ФАКТОРА ПРИ ИСПАРЕНИИ Ca–Al–ВКЛЮЧЕНИЙ ХОНДРИТОВ

**Яковлев О.И., Рязанцев К.М., Шорников С.И.**

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, Москва, [yakovlev@geokhi.ru](mailto:yakovlev@geokhi.ru)

Большое значение в истории метеоритики имела физико-химическая модель конденсационного происхождения вещества хондритов и, в частности, так называемого вещества Ca–Al–включений, кратко обозначаемого в англоязычной литературе как CAIs (Ca–Al–Inclusions) [Grossman, 1972]. Согласно этой модели CAIs образовались в процессе последовательной конденсации при охлаждении газа солнечного состава. В последние 10–15 лет произошёл существенный пересмотр конденсационных представлений [Grossman et al., 2000, 2008]. Как считают авторы новой модели, процессы испарения также играли заметную роль в формировании составов CAIs. Привлечение испарительного механизма позволило автором выйти из противоречия, состоящего в том, что реальные составы CAIs имели, как правило, существенный дефицит в содержании MgO и SiO<sub>2</sub> и, соответственно, существенно отклонялись от расчётного равновесного тренда конденсации. Новая конденсационно-испарительная модель позволила авторам объяснить наблюдаемый дефицит процессами частичного испарения умеренно летучих оксидов MgO и SiO<sub>2</sub> из вещества CAIs при его постконденсационном высокотемпературном нагревании и плавлении.

Сопоставление реальных составов CAIs с расчётными конденсатами показало также, что в большинстве случаев конденсаты в результате испарения должны были терять MgO в большей степени, чем SiO<sub>2</sub> [Grossman et al., 2000]. Это наблюдение не согласуется с хорошо установленными экспериментальными данными, согласно которым индивидуальная летучесть оксида кремния и его летучесть при испарении расплавов горных пород и метеоритов выше, чем оксида магния [Яковлев и др., 1984; Маркова и др., 1986]. Естественно возникает вопрос: в чём состоит специфика составов CAIs, в которых летучесть MgO становится выше, чем SiO<sub>2</sub>?

Необходимо отметить, что инверсия летучести SiO<sub>2</sub> и MgO была замечена и описана в работах некоторых авторов [Hashimoto, 1983; Yakovlev et al., 1984; Яковлев и Шорников, 2011; Рязанцев, 2015]. Обращает на себя внимание наблюдение А. Хашимото [Hashimoto, 1983], первым заметившим инверсию летучести SiO<sub>2</sub> и MgO по мере обогащения расплава оксидом кальция. Он предположил, что сильное взаимодействие CaO с SiO<sub>2</sub> приводит к уменьшению активности SiO<sub>2</sub> и «освобождению» MgO от связи с кремнезёмом. Тогда по мере роста испарительных массопотерь расплава и, соответственно, по мере увеличения в нём содержания

труднолетучего оксида кальция происходит обогащение пара MgO, так как его летучесть становится выше SiO<sub>2</sub>.

Для ответа на поставленный выше вопрос, а также для проверки предположения А. Хашимото мы воспользовались положениями теории кислотно-основного взаимодействия компонентов расплава [Коржинский, 1959]. Согласно теории кислотно-основной показатель расплава определяется активностью иона кислорода (a<sub>O<sup>2-</sup></sub>), который всегда присутствует в оксидном расплаве вследствие частичной диссоциации оксидных компонентов. Как показал Д.С. Коржинский, активность иона кислорода является показателем основности расплава и определяет активности оксидов компонентов расплава по формуле:

$$\frac{\partial \ln a_{\text{MeO}}}{\partial \ln a_{\text{O}^{2-}}} = \alpha_{\text{MeO}} , \quad (1)$$

где  $\alpha_{\text{MeO}}$  – степень диссоциации оксида MeO. При этом действие кислотно-основного фактора различно для различных оксидов и может быть даже противоположным для оксидов контрастных по своим индивидуальным кислотно-основным свойствам. Например, зависимости активностей основного оксида MgO и кислотного оксида SiO<sub>2</sub> от активности ионов кислорода можно записать:

$$\frac{\partial \ln a_{\text{MgO}}}{\partial \ln a_{\text{O}^{2-}}} = \alpha_{\text{MgO}} ; \quad \frac{\partial \ln a_{\text{SiO}_2}}{\partial \ln a_{\text{O}^{2-}}} = -\alpha_{\text{SiO}_2} . \quad (2)$$

Зависимости показывают, что с ростом основности расплава (a<sub>O<sup>2-</sup></sub>) активность основного оксида MgO должна повышаться, а кислотного SiO<sub>2</sub> понижаться.

В свою очередь активность компонента в расплаве определяет летучесть компонента (в нашем случае, парциальное давление) в паре. Зависимость парциального давления компонента от его активности в расплаве выражается в обобщённом законе Рауля-Генри:

$$p_i = p_i^{\circ} a_i = p_i^{\circ} x_i \gamma_i , \quad (3)$$

где  $p_i$  – парциальное давление  $i$ -того компонента над расплавом;  $p_i^{\circ}$  – давление пара  $i$ -того чистого компонента;  $a_i$  – активность  $i$ -того компонента в расплаве;  $x_i$  – мольная доля  $i$ -того компонента в расплаве;  $\gamma_i$  – коэффициент активности  $i$ -того компонента в расплаве. Таким образом, парциальное давление оксида над расплавом зависит от трёх параметров: 1) давления насыщенного пара чистого оксида; 2) концентрации оксида в многокомпонентном расплаве и 3) характера взаимодействия оксида в расплаве.

Рассмотрим эти теоретические положения в приложении к составам CAIs. В первом приближении процесс испарения расплавов CAIs может быть описан в рамках оксидной системы CMAS (CaO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>). По кислотно-основным свойствам оксиды разделяются на кислотный – SiO<sub>2</sub>, амфотерный – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и два основных – CaO и MgO. Причём CaO является более основным

оксидом, чем MgO. По этой причине оксид кальция является главным донором ионов кислорода в расплаве и, следовательно, его концентрация косвенно задаёт показатель основности расплава. Тогда формулы (2) можно рассматривать как зависимости активностей MgO и SiO<sub>2</sub> от концентрации CaO. Отсюда следует, что чем больше в расплаве содержание CaO, тем больше активность MgO и меньше активность SiO<sub>2</sub>. Соответственно, в процессе испарения с увеличением содержания CaO в расплаве в паре будет увеличиваться парциальное давление MgO и уменьшаться – SiO<sub>2</sub>. При этом в остаточном расплаве будет уменьшаться содержание MgO, а содержание SiO<sub>2</sub>, по сравнению с MgO, увеличиваться. В результате такого процесса отношение MgO/SiO<sub>2</sub> в остаточном расплаве CAIs будет падать. Обработка данных анализов реальных CAIs [Grossman et al., 2000] наглядно подтверждает эту тенденцию (Рис. 1). Полученный результат показывает также эффективность теории кислотно-основного взаимодействия при интерпретации явлений испарения расплавов.

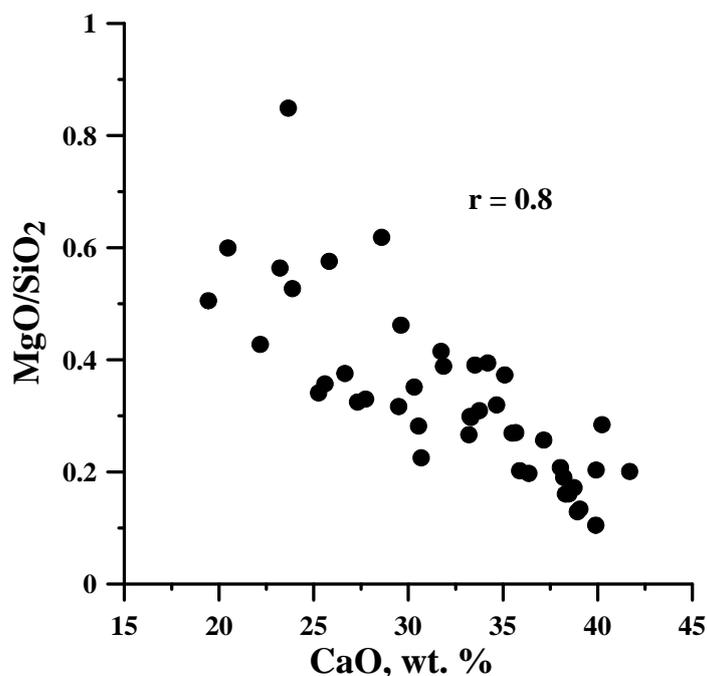


Рис. 1. Зависимость отношения содержаний MgO и SiO<sub>2</sub> в Ca–Al–включениях хондритов от содержания в них CaO. r – коэффициент корреляции.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 9 Президиума РАН.*

### Литература

1. Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий // ДАН СССР. 1959. Т. 128. № 2. С. 383 – 386.

2. Маркова О. М., Яковлев О. И., Семенов Г. А., Белов А. Н. Некоторые общие результаты экспериментов по испарению природных расплавов в камере Кнудсена // *Геохимия*. 1986. № 11. С. 1559 – 1569.
3. Рязанцев К.М. Инверсия летучести SiO<sub>2</sub> и MgO при испарении расплавов системы CaO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub> // Всероссийский ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (тезисы докладов). М.: ГЕОХИ РАН. 2015. С. 81 – 82.
4. Яковлев О.И., Маркова О.М., Семенов Г.А., Белов А.Н. Результаты эксперимента по испарению хондрита Крымка // *Метеоритика*. 1984. Вып. 43. С. 125 – 133.
5. Яковлев О.И., Шорников С.И. Экспериментальное изучение испарения хондритов и Ca–Al–включений // *Вестник ОНЗ РАН*. 2011. Т. 3. № 1. DOI:10.2205/2011NZ000234.
6. Grossman L. Condensation in the primitive solar nebula // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1972. Vol. 36. P. 597–619.
7. Grossman L. Ebel D.S., Simon S.B., Davis A.M., Richter F.M., Parsad N.M. Major element chemical and isotopic compositions of refractory inclusions in C3 chondrites: The separate roles of condensation and evaporation // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. Vol. 64. P. 2879 – 2894.
8. Grossman L., Simon S. B., Rai V. K., Thiemens M. H., Hutcheon I. D., Williams R. W., Galy A., Ding T., Fedkin A. V., Clayton R. N., Mayeda T. K. Primordial compositions of refractory inclusions // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2008. V. 72. P. 3001 – 3021.
9. Hashimoto A. Evaporation metamorphism in the early solar nebula- evaporation experiments on the melt FeO–MgO–SiO<sub>2</sub>–CaO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and chemical fractionations of primitive materials // *Geochem. J.* 1983. Vol. 17. P. 111 – 145.
10. Yakovlev O.I., Markova O.M., Semenov G.A., Belov A.N. The vaporization peculiarities of CAI inclusions in chondrites: experimental data // *XV Lunar Planet. Sci. Conf.* 1984. P. 945 – 946.

#### THE ACID-BASE FACTOR'S ROLE AT CAI EVAPORATION IN CHONDRITES

**Yakovlev O.I., Ryazantsev K.M., Shornikov S.I.**

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS, Moscow, [yakovlev@geokhi.ru](mailto:yakovlev@geokhi.ru)

Using the D.S. Korginsky's theory of melt acid-base relationship we explained the mutual MgO and SiO<sub>2</sub> vaporization from CAIs melts. The MgO vaporization increases and SiO<sub>2</sub> decreases with increasing CaO contents in residual melts. The real CAIs compositions are in good agreement with theoretical model.

## МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА: МЕТОД РЕНТГЕНОВСКОЙ ТОМОГРАФИИ

<sup>1</sup>Якушина О.А., <sup>2</sup>Ожогина Е.Г., <sup>2</sup>Астахова Ю.М., <sup>2</sup>Иоспа А.В.,

<sup>1</sup>Хозяинов М.С.

<sup>1</sup>Международный университет природы общества и человека «Дубна»  
e-mail: [yak\\_oa@mail.ru](mailto:yak_oa@mail.ru)

<sup>2</sup>ФГУП «ВИМС» им. Н.М.Федоровского e-mail: [vims\\_ozhogina@mail.ru](mailto:vims_ozhogina@mail.ru)

Разработка технологий переработки любых руд основывается на данных о вещественном составе и особенностях строения минеральных агрегатов и текстурно-структурных данных. В промышленную переработку все больше вовлекаются тонкодисперсные и бедные руды, рудные минералы которых имеют сложные морфоструктурные характеристики: тесные срастания рудных фаз как между собой, так и с породообразующими минералами, неравномерным, нередко достаточно тонким гранулярным составом, а также неоднородностью зерен рудных минералов. Это создает определенные методические трудности в их определении, негативно влияет на раскрытие полезных фаз в процессе дезинтеграции руды [Ожогина, 2014].

Для исследования характера раскрытия рудных минералов, неоднородности их зерен, сростков, агрегатов мы применяем рентгеновскую томографию (РТ) в комплексе лабораторных физических методов исследования, прежде всего в сочетании с оптической микроскопией. Важно подчеркнуть, что присутствие слабо окристаллизованных, «рентгеноаморфных» фаз, тонкодисперсных минералов, или их близкие оптические характеристики не являются ограничением метода РТ. Практик минералогических исследований ВНИИ минерального сырья им. Н.М. Федоровского метод РТ показала, что РТ позволяет решать вопросы прогнозной оценки качества минерального сырья, контроля за ходом процессов обогащения и др. Метод используется для исследований разных видов твердых полезных ископаемых.

Экспериментальные исследования геобъектов проведены на отечественном рентгеновском микротомографе ВТ-50-1 «Геотом» (Проминтро, Россия) по методическим рекомендациям Научного совета по методам минералогических исследований. Морфоструктурное исследование (морфология, гранулярный состав, содержание выделенных фаз) проводят по оригинальной методике (при измерениях ЛКО используется образец сравнения – алюминий) [Якушина, 2003] путем линейного и площадного анализов изображений томограмм на основе построения гистограмм частотного распределения амплитуды ЛКО.

Руды Серовского месторождения, представленные двумя разновидностями. бобово-конгломератовыми и глиносто-

охристыми. *Бово-конгломератовая* (магнетит-гематит-гетитовая) руда сформирована преимущественно внешне однородными плотными агрегатами (желваками), сцементированными гетитом и слоистыми алюмосиликатами рыже-охристого цвета. По значениям ЛКО в бово- конгломератовых рудах выделяется до 7-8 фаз, можно предположить не менее двух фаз гетита, связанные с разной степенью его гидратированности и две фазы гематита (предполагаем, что одна - мартитизированный магнетит. Часть визуально однородных бобовин (желваки в действительности являются полиминеральными рудными агрегатами, состоящими из до 4-6 минералов (оксиды, гидроксиды железа). В части бобовин установлены микротрещины усыхания.) являются агрегатами 4-6 фаз. Разметы бобовин 0,3-0,5 мм. тонкодисперсное чередования гетита и слоистых алюмосиликатов в среднем составляет 100 мкм (50-300 мкм). Породообразующие минералы алюмосиликаты (каолинит) от 1-2 процента собственно в бобовинах до 10-15% в цементе агрегатов, группа гетита в цементе агрегатов и на их поверхности 20-40%, группа гетита 30-35%, гематит 30-35-40-90%, магнетит от 8-15% до 90 в мономинеральных зернах.

*Глиносто-охристая* (гидрогетит-гетитовая) руда представлена слабосцементированными обломками тонкодисперсного чередования слоистых алюмосиликатов и гетита-гидрогетита,. Имеет более сложный текстурно-структурный рисунок. В руде выделено до 10 минеральных фаз, широко развита микропористость. Прожилки тонкодисперсного гетита размером 100-300 мкм образует тонкое чередование с породообразующими алюмосиликатами. Присутствуют гнезда, участки вкраплений кристаллов гетита и магнетита отчетливых кристаллографических форм размером 100-180 мкм. Оксиды железа присутствуют в существенно подчиненном количестве. Породообразующие минералы: слюды до 10%, алюмосиликаты (каолинит), кварц 30-35%, группа гетита 40-90%, гематит 2-5%, магнетит 0,5-2%

Сделан прогноз качества руды: тонкодисперсная морфоструктура рудных агрегатов не будет благоприятствовать их раскрытию в классах крупности более 0,1 мм и использования методов обогащения, особенно для глинисто-охристых типа руды.

При прогнозировании качества техногенного минерального сырья – шлаков, окатышей, лежалых хвостов металлургического передела РТ позволяет выявить фазовую неоднородность, наличие и характер распределения и соотношение в шлакообразующей массе основных полезных фаз. В хвостах фиксируется от 7 до 12 фаз, из них 4-6 рудных. Металлических фаз, в т.ч. благородных металлов (Au, Ag) не установлено. Рудные агрегаты характеризуются сложными срастаниями техногенных фаз, что определяет их текстурный рисунок. Рудные минералы составляют

менее 40%, это магнетит (присутствует в виде двух разновидностей), гематит, гетит, гидрогетит. Из нерудных минералов присутствует кварц, возможно алюмосиликаты (слюда), а также полевые шпаты и карбонаты. В отличие от хвостов пруда-отстойника, в хвостах пляжной зоны меньше содержание гидроксидов железа (до 18%), и крупность зерен и агрегатов магнетита. Магнетит магнитной фракции обеих проб имел близкие характеристики. По данным РТ в классах крупности менее -0,5 не образует агрегатов и практически однороден. В ряде случаев, единичные кристаллы магнетита с наиболее сглаженными очертаниями имели на поверхности сплошную пленку окисления 0,05-0,25 мм. Выделено две разновидности магнетита: с ЛКО  $\alpha_3/\text{Al}$  в интервале 4,3-4,8 и 5,1-5,9. Практически во всех исследованных зернах магнетита установлены локальные участки с повышенными значениями ЛКО  $\alpha_3/\text{Al}_{\text{oc}} = 6,4-7,0$ , связанные, вероятно, с изоморфным вхождением в структуру магнетита кобальта и никеля.

Сходство, по данным РТ, минерального состава и текстурно-структурного рисунка обеих проб позволяет дать прогноз, что возможна совместная переработка лежалых хвостов пляжной зоны и пруда-отстойника физическими методами.

Исследования показали, что РТ-анализ на начальном этапе лабораторных исследований дает оперативную информацию о составе руд, позволяет определять основные морфометрические и гранулярные характеристики минералов и давать прогнозную оценку минерального сырья.

### Литература

1. Ожогина Е.Г., Якушина О.А., Иоспа А.В. Особенности минералогического изучения руд // ГИАБ. 2014. № 3. С. 300-303.
2. Якушина О.А., Ожогина Е.Г., Хозяинов М.С. Рентгеновская томография - метод структурного и фазового анализа // Мир измерений. 2003. № 10. С. 12-17.

### MINERAL MATTER (GEOMATERIALS) MORPHOSTRUCTURAL ANALYSIS ON X-RAY COMPUTED TOMOGRAPHY IMAGES

<sup>1</sup>Yakushina O.A., <sup>2</sup>Astakhova J. M., <sup>2</sup>Iosha A.V., <sup>2</sup>Ozhogina E.G.,  
<sup>1</sup>Khozyainov M.S.

<sup>1</sup>Dubna International University for Nature, Society and Man, yak\_oa@mail.ru

<sup>2</sup>All-Russia Institute of Mineral Resources (VIMS), [vims-ozhogina@mail.ru](mailto:vims-ozhogina@mail.ru)

Implementation of X-ray CT in applied mineralogy for geomaterials study, i.e. texture, morphology, texture, granules, phase composition investigation is discussed. Morphostructural peculiarities be tested by this fast non-destructive method also for quantitative estimation. Preliminary the raw mineral matter quality evaluation may me get on X-ray CT data.

**БИОГЕННАЯ МИГРАЦИЯ РЕНИЯ В РУДНЫХ ЛАНДШАФТАХ**  
**Данилова В.Н., Торопченова Е.С., Ермаков В.В., Хушвахтова С.Д.**  
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского  
РАН, Москва, E-mail: [val1910@mail.ru](mailto:val1910@mail.ru)

### Введение

Рений является одним из наиболее редких и рассеянных элементов в земной коре. Его Кларк составляет  $7 \cdot 10^{-8} \%$  - 7 мкг/кг [1]. Собственных минералов он не образует и присутствует в количествах выше кларковых в медно-молибденовых сульфидных рудах, урановом сырье и битумных породах. Являясь одним из немногих элементов стратегического значения, его производство в мире отстает от потребностей промышленности. Учитывая уникальные физико-химические свойства рения, определяющие его высокую потребность в современной технике, отсутствие собственных месторождений и низкое содержание в земной коре, поиск и освоение источников его сырья является важной и своевременной задачей.

### Методы

При элементном анализе почв, растений и проб воды использовали масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой (модель 7500 CE фирмы "Agilent Technologies", США). Измерения осуществляли в сканирующем режиме и количественно, используя стандартные растворы рения. Образцы почв минерализовали смесью хлорной, азотной и фтористоводородной кислот, а растения – азотной и хлорной кислотами.

Результаты исследований отражены в табл.1

Следует отметить, что рений является активным мигрантом, несмотря на его низкие концентрации в земной коре. Высокая растворимость кислородсодержащих соединений рения способствует его миграции с почвенными растворами и природными водами. Коэффициент водной миграции  $R_e$  достигает 0,1-0,2 единиц для природных вод с концентрацией элемента 4-8 нг/л. Это на порядок выше коэффициента водной миграции селена (0,01-0,02).

Так в Тырнаузе концентрации рения в р. Баксан и ее притоках варьировали от 0,13 до 0,54 мкг/л. Последняя цифра характерна для воды ручья, имеющего контакт с трубой бывшего отстойника. В Бугдае вода из артезианской скважины в 1 км от карьера содержит рения 0,29 мкг/л. А в Аленур (в 1,5-2 км от Жирикена) концентрация рения составляет 0,5 мкг/л, а в протоке, имеющей контакт с отстойником, уровень содержания рения достигает 63 мкг/л (табл. 1)

1) Что касается фоновых концентраций рения в природных водах, то

они приближаются к 2-10 нг/л, то согласуется с существующими данными [4].

Концентрации рения в почвах заметно варьируют от 31 нг/кг до 1,04 мкг/кг. Тем не менее, фоновое содержание микроэлемента в почвах опробованных рудных ландшафтов не превышает 100 нг/кг, что характерно для нерудных зон [5].

Первые данные по содержанию рения в листьях древесных растений принадлежат группе ученых из Казахстана [3]. Установленное ранее необычно высокое аккумулятивное рения растениями в лабораторных условиях [1,2] недостаточно четко согласуется с накоплением микроэлемента растениями в природных условиях. Кажущееся высокое содержание рения в растениях связано с соотношением его концентрации относительно кларкового содержания в земной коре (0, 1 мкг/кг). Как показывают данные, при низком (фоновом) содержании рения в почвах микроэлемент слабо усваивается растительными организмами и только в аномальных условиях (рудные ландшафты) рений способен накапливаться в растениях до очень высоких уровней. Однако, это дифференцированный процесс и пока неясно существование «рениевой» флоры. В ряде случаев микроэлемент интенсивно концентрируется люцерной, различными видами горошка и хвоей лиственницы.

Необычайно высокое содержание рения зарегистрировано в астрагале приподнимающемся (*Astragalus adsurgens* Pall.). Но это пока единственный случай, требующий дополнительных исследований.

Для биомассы почвенных микроорганизмов (Тырныауз) Кб по рению составил 5,32, при этом концентрации рения в почвенной среде (10% почвы, 0,4 % агара и 89,6 % дистиллированной воды) и биомассе почвенных микроорганизмов составляли 12,4 нг/г (почва) и 66,0 нг/г (сырая биомасса).

С точки зрения разработки технологий очистки почв от избытка металлов и их извлечения из отвалов и руд, перспективно применение биомассы почвенных микроорганизмов в отношении молибдена, рения и ртути. Аккумулятивное рения растениями в естественных условиях рудных отвалов представляет практический интерес и в этом отношении необходимы дополнительные исследования по биогеохимическому опробованию рудных ландшафтов России.

*Поддержано грантом РФФИ № 15-05-00279.*

Таблица 1 - Рений в образцах воды, растениях и почвах  
Жирикенского Мо-Су рудопроявления

Место отбора	Точка	Объект	Re, мкг/кг (л)	Кб
Р. Аленур около Жирекена	16ч/10 -1	Вода	0,50	-
Жирекен, протока, рядом с отстойником	15ч/10 -1	Вода	63,0	
Между Чернышевском и Жирекеном, горно- степной луг	11ч/10 -2	Укос	0,18	-
Там же	11ч/10 -3	Горошек красивый - <i>Vicia amoena</i>	0,12	-
Жирекен, южная кромка карьера	12ч/10 -1	Почва (техногенно- преобразованный грунт)	2,20	-
Там же, южная кромка карьера	12ч/10 -6	Астрагал приподнимающийся – <i>Astragalus adsurgens</i> Pall.	1409,9	640,9
Жирекен, там же	12ч/10 -2	Козья ива – <i>Salix caprea</i>	0,96	0,44
Жирекен, там же	12ч/10 -3	Кипрей узколистный - <i>Epilóbium angustifolium</i>	2,52	1,15
Жирекен, там же	12ч/10 -4	Полынь чернобыльник- <i>Artemisia vulgaris</i> )	0,66	0,30
Жирекен, там же	12ч/10 -5	Полынь веничная- <i>Artemisia scoparia</i> <a href="#">Waldst. and Kit</a>	4,02	1,83
Жирекен, на северном берегу отстойника	14ч/10 -3	Рогоз – <i>Typha laxmanii</i> Lepechin.	8,28	-
Рудник Жирекен, восточная часть карьера, около сопки	13ч/10 -19	Пластинчатый гриб	2,4	-

Место отбора	Точка	Объект	Re, мкг/кг (л)	Кб
Рудник Жирекен, в 50 м к северу от отстойника	15ч/10-5	Горошек красивый - <i>Vicia amoena</i> Fisch.	6,48	-
Рудник Жирекен, в 50 м к северу от отстойника	15ч/10-6	Горошек мышинный- <i>V. crassa</i> L.	1,26	-
Жирекен, в 1 км выше хвоста	15ч/10 а-2	Почва	0,071	-
Там же	15ч/10 а-2	Лиственница, хвоя - <i>Larix sibirica</i>	0,037	0,52
Жирекен, протока 2	15ч/10 а-3в	Нитчатые водоросли- Зелёная водоросль <a href="#">Ульва</a> ( <i>Ulva actuca</i> )	0,096	-
Жирекен, протока 2	15ч/10 а-5	Харовые водоросли - <a href="#">Хара ломкая</a> ( <i>Chara fragilis</i> )	0,102	-
Жирекен, там же	15ч/10 а-3	Берёза, листья- <i>Betula alba</i>	0,019	0,27
Жирекен, там же	15ч/10 а-4	<a href="#">Рогоз широколистный</a> ( <i>Typha latifolia</i> )	0,024	0,34
Жирекен, там же	15ч/10 а-6	Астрагал – <i>Astragalus Dahuricus</i> (Pall) DC.	0,015	0,21
Жирекен, там же	15ч/10 а-6с	То же старый астрагал	0,025	0,35
Жирекен	15ч/10 а-5	Подмаренник настоящий - <i>Galium verum</i>	0,034	0,48
Жирекен	15ч/10 а-7	Вострец ложнопырейный - <i>Leymus chinensis</i>	0,017	0,30

## Литература

1. Борисова Л.В., Ермаков В.В., Рябухин В.А., Быков И.В., Божков О.Д. Биоконцентраторы ультрамикрорелемента рения в связи с вопросами его извлечения // Проблемы биогеохимии и геохимической экологии. 2008. №1(5). С.33–38.

2. Борисова Л. В., Ермаков В.В., Данилова В.Н., Тютиков С.Ф., Хушвахтова С.Д. Биогеохимия и аналитическая химия рения // Биогеохимия и биохимия микроэлементов в условиях техногенеза биосферы: Материалы VIII международной Биогеохимической Школы, посвященной 150-летию со дня рождения В.И. Вернадского. Гродненский государственный университет, 11-14 сентября 2013 г./Отв. Ред. В.В. Ермаков. – М: ГЕОХИ РАН, 2013. – С. 487-489.
3. Калинин С.К., Файн Э.Е., Ким Е.Х. О накоплении рения в растительных объектах.// Изв. АН КазССР. Серия геологическая. 1989. №1. С.49–53.
4. Colodner D.C., Boyle E.A., and Edmond J.M.. Determination of Rhenium and Platinum in Natural Waters and Sediments, and Iridium in Sediments by Flow Injection Isotope Dilution Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry // Anal.Chem. 1993. V.65. №10. P.1419–1425.
5. Tagami K, Uchida S. Determination of bioavailable rhenium fraction in agricultural soils// J Environ Radioact., 2008. Vol. 99. No. 6. P. 973-980.

**BIOGENIC MIGRATION OF RHENIUM IN ORE LANDSCAPES**  
**Danilova V.N., Toropchenova E.S., Ermakov V.V., Khushvakhtova S.D.**

The determination of rhenium in the waters, soils and plants of W-Mo, Mo-Cu ore occurrences of the North Caucasus and Eastern Trans-Baikal was carried out. The selective accumulation of rhenium by plants, especially in terms of its high content in soils and moisture was discovered.