

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 РАН (ИФЗ РАН)

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

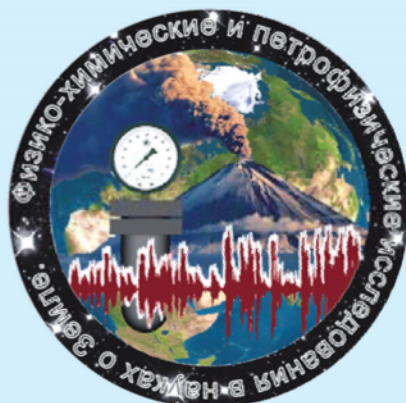
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт экспериментальной минералогии РАН (ИЭМ РАН)

Петрофизическая комиссия Межведомственного
Петрографического комитета при Отделении Наук о Земле РАН

ВОСЕМНАДЦАТАЯ МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ

Москва, 2 - 4 октября, Борок, 6 октября 2017 г.

МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ



2017

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

ВОСЕМНАДЦАТАЯ МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ "ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ"

Москва, 2 – 4, Борок, 6 октября 2017 г.

МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Москва
2017

УДК 550.3:550.4:550.8:552:11
ББК 26.0
В76

Восемнадцатая международная конференция
"Физико-химические и петрофизические исследования в науках о
Земле". Москва, 2-4, Борок, 6 октября 2017 г. Материалы
конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2017. 342 с.

ISBN 978-5-88918-048-7

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;
Региональные геолого-геофизические, петрофизические и
геоэкологические исследования, исследования в целях освоения
Арктики;
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 оказало
Федеральное агентство научных организаций.

Материалы докладов опубликованы в авторской редакции.

ISBN 978-5-88918-048-7

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

Moscow, October 2 – 4, Borok, October 6, 2017

PROCEEDINGS OF THE CONFERENCE

Moscow
2017

УДК 550.3:550.4:550.8:552:11
ББК 26.0
В76

The eighteenth international conference “Physical-chemical and petrophysical researches in the Earth’s sciences” Moscow, October 2 – 4, Borok, October 6, 2017. Proceedings of the conference. Moscow: IGEM RAS, 2017. 342 p.

ISBN 978-5-88918-048-7

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 equilibria;
Petrophysics and its role in interpretation of geophysical data and prospecting of mineral resources;
Regional geological-geophysical, petrophysical and geoecological research, research for the development of the Arctic region;
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.

Proceedings of reports are published in author’s edition.

ISBN 978-5-88918-048-7

© IGEM RAS, 2017

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ

Сопредседатели 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)
Цельмович Владимир Анатольевич (ГО Борок, ИФЗ РАН)
Чижова Ирина Александровна (ИГЕМ РАН)

Консультативный комитет

Аверин Вячеслав Васильевич (ИМЕТ РАН)
Горбачевич Феликс Феликсович (ГИ КФ 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 анализа геоматериалов и продуктов экспериментальных исследований;
- наноматериалы;
- техника и методика экспериментов при высоких температурах и давлениях;
- исследования структуры и текстуры геоматериалов физическими и ядерно-физическими методами при нормальных условиях и при высоких P - T -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:

- прикладная петрофизика (нефтегазоносные и рудные структуры);
- петрофизическая интерпретация геофизических границ и неоднородностей в глубинных зонах земной коры;

- структурно-петрофизическая корреляция тектонических зон на глубине и поверхности;
- проблемы петро- и палеомагнетизма;
- проблемы геоэлектромагнитного мониторинга;
- петрофизические исследования свойств геоматериалов в стандартных условиях и при высоких РТ-параметрах.

Региональные геолого-геофизические, петрофизические и геоэкологические исследования, исследования в целях освоения Арктики:

- природа геофизических границ в литосфере;
- модели строения литосферы;
- прогноз и поиск месторождений стратегического сырья;
- мониторинг и прогнозирование состояния окружающей среды.

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

Алексеев В.А., Павлова Т.А. ЗАВИСИМОСТЬ РАДИАЦИОННЫХ ВОЗРАСТОВ И ВОЗРАСТОВ ГАЗОУДЕРЖАНИЯ ОБЫКНОВЕННЫХ ХОНДРИТОВ ОТ ИХ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ	15
Ананьева К.П., Александрова Е.В. ОЦЕНКА СИСТЕМЫ ИНЖЕНЕРНЫХ БАРЬЕРОВ ПОДЗЕМНОГО ХРАНИЛИЩА ОСТЕКЛОВАННЫХ ВЫСОКОРАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ	19
Асадулин Эн.Э., Мирошников А.Ю., Усачева А.А., Надъярных Г.И. О ВЗАИМОДОПОЛНЯЮЩИХ МЕТОДАХ РАСПОЗНАВАНИЯ РАЗНОРОДНОГО ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ДОННЫХ ОСАДКАХ КАРСКОГО МОРЯ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ	23
Баренбаум А.А. ОЦЕНКА ЭНЕРГИИ ОБРАЗОВАНИЯ МАСКОНОВ И МОРЕЙ НА ЛУНЕ ГАЛАКТИЧЕСКИМИ КОМЕТАМИ	28
Баренбаум А.А. УТОЧНЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА ВЕНДА НА ОСНОВЕ ГАЛАКТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ	32
Белобородов Д.Е., Егоров Н.А., Краснова М.А. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ УПРУГИХ ВОЛН И ИХ ПОГЛОЩЕНИЯ В ОБРАЗЦАХ СОПОЧНОЙ БРЕКЦИИ НЕКОТОРЫХ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ	36
Берзина А.Н., Берзина А.П., Гимон В.О. ВЛИЯНИЕ НАЛОЖЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНЫХ U-Pb, Re-Os, Ar/Ar ИССЛЕДОВАНИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКСУГ	38
Борисов А.А. РАСТВОРИМОСТЬ ЦИРКОНА В СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ: ПЕРВЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ И ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ	42
Бурмистров А.А., Старостин В.И. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕРМОДИНАМИКИ НЕОБРАТИМЫХ ПРОЦЕССОВ КАК ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ ОСНОВЫ СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕТЛИНСКОЕ, Ю. УРАЛ)	44
Бутвина В.Г., Сафонов О.Г. ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОСНОВНЫХ КСЕНОЛИТОВ В ПЛАГИОГРАНИТАХ Р-НА Р. ЛОТТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА	48
Веттегрень В.И. Arora K., Пономарев А.В., Мамалимов Р.И., Кулик В.Б., Щербаков И.П., Патонин А.В. СТРОЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ СЛОЕВ ТРЕЩИН СДВИГА В ГНЕЙСЕ И ГРАНИТЕ	51

Веттегрень В.И., Соболев Г.А., Пономарев А.В., Щербаков И.П., Мамалимов Р.И., Кулик В. Б., Майбук З.-Ю. Я. НАНОСЕКУНДНАЯ ДИНАМИКА ТРАНСФОРМАЦИИ СТРУКТУРЫ ПОВЕРХНОСТНЫХ СЛОЕВ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ТРЕНИИ	53
Винокуров С.Ф., Петров В.А., Борисовский С.Е., Нестерова М.В., Абрамова В.А. МИКРОЗОНДОВЫЙ И ЛАЗЕРНО-АБЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗЫ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ НА ГИДРОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УРАНА	56
Герасимов В.Ю. ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУРЫ ЗАКРЫТИЯ U-Th- Rb ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ ЦИРКОНА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВОЗРАСТА ПРИ ЛОКАЛЬНОМ РАДИОИЗОТОПНОМ ДАТИРОВАНИИ	62
Горбачев Н.С., Костюк А.В., Султанов Д.М. ФАЗОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ ФЛЮИДСОДЕРЖАЩЕГО ПЕРИДОТИТА ПРИ ДОКРИТИЧЕСКИХ И СВЕРХКРИТИЧЕСКИХ ДАВЛЕНИЯХ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)	66
Горностаева Т.А., Мохов А.В., Карташов П.М. ПЛЕНОЧНЫЕ КОНДЕНСАТЫ И ИХ ОБРАЗОВАНИЕ В УСЛОВИЯХ ЗЕМНЫХ И ЛУННЫХ ИМПАКТОВ	70
Гусев А.В. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МНОГОСЛОЙНОЙ ЛУНЫ С ЖИДКИМ ЖЕЛЕЗНЫМ ДВУХСЛОЙНЫМ ЯДРОМ: ПРОЕКТ "ЛУНА - 2020+"	74
Гусейнов А.А. НЕКОТОРЫЕ ПРИЛОЖЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ИЗВЕСТНЯКА	78
Дадзе Т.П., Каширцева Г.А., Новиков М.П., Плясунов А.В. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ РАСТВОРИМОСТИ CaMoO ₄ В РАСТВОРАХ NaCl И NaClO ₄ ПРИ 573 К	82
Девятова В.Н., Симакин А.Г. СКОРОСТИ РОСТА КЛИНОПИРОКСЕНА И РОГОВОЙ ОБМАНКИ ИЗ АНДЕЗИТОВОГО РАСПЛАВА ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ.	86
Дорофеева В.А. КОСМИЧЕСКАЯ МИССИЯ «CASSINI- HUUGENS»: ОСНОВНЫЕ ИТОГИ И СЛЕДСТВИЯ ДЛЯ КОСМОХИМИИ	89
Дубовская А.В., Русица О.А., Баяк И.О. АПСКЕЙЛИНГ МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОД ЗАДАЧИ ГЕОМЕХАНИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	93
Ермаков В.В., Данилова В.Н., Хушвахтова С.Д. МИГРАЦИЯ РТУТИ В СИСТЕМЕ: ПОЧВЫ-ОРГАНИЗМЫ РУДНЫХ ТЕРРИТОРИЙ	97
Жаворонкин В.И., Кулешов А.В. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ ОБЛИК ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ МИЛОГРАДОВСКОЕ (ПРИМОРЬЕ)	101

Жаркова Е.В., Кадик А.А. ЦИРКОНЫ РАЗЛИЧНОГО ВОЗРАСТА И ИХ СОБСТВЕННАЯ ЛЕТУЧЕСТЬ КИСЛОРОДА	105
Зинчук Н.Н. О НЕКОТОРЫХ ПЕТРОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ СОСТАВА И ФОРМИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ	110
Зинчук Н.Н. О ТЕКТНИКО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ АЛМАЗОПЕРСПЕКТИВНЫХ ТЕРРИТОРИЙ	114
Имамвердиев Н.А., Романько А.Е., Прокофьев В.Ю., Викентьев И.В., Рашиди Б., Хейдари М., Савичев А.Т. РЕЖИМ АЛЬПИЙСКОГО МАГМАТИЗМА РЯДА СТРУКТУР ИРАНА И МАЛОГО КАВКАЗА (БЛИЖНИЙ ВОСТОК), ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ, НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ, ОГРАНИЧЕНИЯ И ОБСУЖДЕНИЕ	118
Ипатов С.И. ФОРМИРОВАНИЕ ЗАРОДЫШЕЙ ЗЕМЛИ И ЛУНЫ ИЗ ОБЩЕГО СГУЩЕНИЯ И ИХ ПОСЛЕДУЮЩИЙ РОСТ	122
Каржавин В.К. КАРБОНАТЫ КАК ИСТОЧНИКИ УГЛЕРОДА И АЛМАЗОВ	126
Карташов П.М., Мохов А.В. Горностаева Т.А. О ПРИЗНАКАХ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ АКТИВНОСТИ В ЛУННЫХ ПОРОДАХ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РЕГОЛИТА	130
Корчин В.А. МИГРАЦИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИЯ АБИОГЕННЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ	134
Кронрод В.А., Макалкин А.Б. ФРАГМЕНТАЦИЯ И ЗАХВАТ МАССЫ ПЛАНЕТЕЗИМАЛЕЙ В АККРЕЦИОННЫХ ДИСКАХ ЮПИТЕРА И САТУРНА	138
Кронрод Е.В., Matsumoto К., Кусков О.Л., Кронрод В.А. ВЛИЯНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ В МАНТИИ ЛУНЫ НА ЕЕ СОСТАВ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ СКОРОСТИ, ПОЛУЧЕННОЕ СОВМЕСТНОЙ ИНВЕРСИЕЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ (СЕЙСМИЧЕСКИХ И ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ) И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ	141
Куражковский А.Ю., Цельмович В.А., Казанский А.Ю., Щетников. А.А., Бляхарчук Т.А. ВАРИАЦИИ ПОСТУПЛЕНИЯ КОСМИЧЕСКОЙ ПЫЛИ НА ЗЕМНУЮ ПОВЕРХНОСТЬ, ЗАПИСАННЫЕ В ТОРФЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ	145
Куюнко Н.С., Калинина Г.В., Алексеев В.А. ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЕ И ТРЕКОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТЕОРИТОВ AUSSON L5 И ДОРОНИНСК H6	149
Лебедев Е.Б., Аверин В.В., Кононкова Н.Н., Рощина И.А., Кузьмина Т.Г., Зевакин Е.А. РАСЧЕТНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ФУГИТИВНОСТИ КИСЛОРОДА В ОПЫТАХ ПРИ ИЗВЕСТНОМ СОДЕРЖАНИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА	153

Лебедев Е.Б., Керн Х., Жариков А.В. СКОРОСТЬ УПРУГИХ ВОЛН В МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТЕМПЕРАТУРЫ, ДАВЛЕНИЯ И ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ (роль водных флюидов в формировании зоны пониженных скоростей и волноводов в коре и в верхней мантии Земли)	157
Лобанов К.В., Чичеров М.В. СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОГЛАСНЫХ РУДОНОСНЫХ ЗОН СИНМЕТАМОРФИЧЕСКОГО РАССЛАНЦЕВАНИЯ ВОСТОЧНОГО РУДНОГО УЗЛА ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ В РАЗРЕЗЕ СГ-3 И НА ПОВЕРХНОСТИ	161
Луканин О.А. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХЛОРА МЕЖДУ РАСПЛАВОМ И ВОДНЫМ ФЛЮИДОМ В ПРОЦЕССЕ ПОЛИБАРИЧЕСКОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТНЫХ МАГМ	165
Люль А. Ю., Лаврентьева З.А. О ФРАКЦИОНИРОВАНИИ СИДЕРОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И СЕЛЕНА В ТОНКОЗЕРНИСТОЙ ФРАКЦИИ ЭНСТАТИТОВЫХ ХОНДРИТОВ	168
Люхин А.М., Цельмович В.А., Добрецова И.Г. ПРИЗНАКИ ИМПАКТНОГО СОБЫТИЯ В КАРБОНАТНЫХ ОСАДКАХ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА	172
Макеев А.Б., Андреичев В.Л., Брянчанинова Н.И. ИЗОТОПНЫЙ Rb-Sr- ВОЗРАСТ КОРУНДОВЫХ ПЛАГИОКЛАЗИОВ (РУБИНОВЫЙ ЛОГ, МАССИВ РАЙ-ИЗ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)	176
Мальковский В.И. ВЛИЯНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА БЕЗОПАСНОСТЬ ПОДЗЕМНОГО ХРАНИЛИЩА РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ	180
Мальковский В.И. Юдинцев С.В., Александрова Е.В. МОДЕЛЬ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ ДЕГРАДИРОВАВШИХ НАТРИЙ-АЛЮМОФОСФАТНЫХ СТЕКОЛ	184
Мальковский В.И., Юдинцев С.В., Чулков Н.В., Шарапута М.К. МОДЕЛИРОВАНИЕ МИГРАЦИИ ЖИДКИХ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ ИЗ МЕСТ ИХ ПОДЗЕМНОГО ЗАХОРОНЕНИЯ	188
Мирошников А.Ю., Асадулин Эн.Э., Усачева А.А., Надъярных Г.И. НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИСТОЧНИКАХ РАДИОЦЕЗИЯ В ЭСТУАРИИ ЕНИСЕЯ	192
Морозов Ю.А., Смутьская А.И., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А. ТРИБОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ЗОНАХ СЕЙСМОГЕННЫХ РАЗЛОМОВ И ИХ МЕХАНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ	196
Муравина О.М., Давудова Э.И., Пономаренко И.А. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА ГРУППОВОГО УЧЕТА АРГУМЕНТОВ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ВЫБРОСОВ В ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ	200

Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. РЕКОНСТРУКЦИЯ СОСТАВА РОДОНАЧАЛЬНОЙ МАГМЫ ВУЛКАНА ПЛОСКИЙ ТОЛБАЧИК (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СИСТЕМ ХРОМШПИНЕЛИД – РАСПЛАВ)	204
Новиков Е.А., Шкуратник В.Л., Зайцев М.Г., Ошкин Р.О. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА ТЕРМОСТИМУЛИРОВАННОЙ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ДЛЯ ИДЕНТИФИКАЦИИ СТАДИЙ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЛОКАЛЬНО РАСТЕПЛЯЕМЫХ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ ПРИ ИХ МЕХАНИЧЕСКОМ НАГРУЖЕНИИ	208
Озерский А.Ю. ИЗМЕНЕНИЯ ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ ПОРОД ЕНИСЕЙСКОГО УЧАСТКА ПОД ТЕПЛОВЫМ ВЛИЯНИЕМ	212
Окина О.И., Ляпунов С.М., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Горбунов А.В., Ермолаев Б.В. ИССЛЕДОВАНИЕ НАДЕЖНОСТИ ХИМИЧЕСКОЙ ПОДГОТОВКИ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ МЕТОДОМ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ С ИНДУКТИВНО СВЯЗАННОЙ ПЛАЗМОЙ	216
Павленкова Н.И. ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ, НЕОПРЕДЕЛЕННОСТЬ СИСТЕМЫ ЛИТОСФЕРА- АСТЕНОСФЕРА	218
Патонин А.В., Шихова Н.М. СИСТЕМА ПОДАЧИ ПОРОВОГО ДАВЛЕНИЯ В ЛАБОРАТОРНОМ ЭКСПЕРИМЕНТЕ ПО РАЗРУШЕНИЮ ГОРНЫХ ПОРОД	222
Персиков Э.С., Бухтияров П.Г. ВЯЗКОСТЬ ДЕПОЛИМЕРИЗОВАННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ ПРИ Т, Р - ПАРАМЕТРАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ	225
Поваренных М.Ю., Богданов А.Г., Матвиенко Е.Н., Павликов А.В., Шаталова Т.Б., Егоров А.В., Егорова Т.Б., Савилов С.В. ПЕРВАЯ НАХОДКА УГЛЕРОДНЫХ НАНОТРУБОК В ПРИРОДНОМ ПАРАГЕНЕЗИСЕ – СПУТАННО-ВОЛОКНИСТОМ АГРЕГАТЕ УГЛЕРОДНЫХ НАНОМИНЕРАЛОВ В ПИРО- И УДАРНО-МЕТАМОРФИЗОВАННОМ ПЕСЧАНИКЕ	229
Пономарева Т.А., Пыстин А.М. ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ И ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕРКАЮСКОГО КОМПЛЕКСА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)	233
Прокофьев В.Ю., Наумов В.Б. ГЕРМАНИЙ В ПРИРОДНЫХ СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ: ДАННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ	236
Пшеницын И.В., Корост Д.В., Арискин А.А., Япаскерт В.О., Соболев С.Н., Хомяк А.Н., Рязанцев К.М. ИССЛЕДОВАНИЯ СУЛЬФИДОНОСНЫХ ПОРОД ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА МЕТОДАМИ КОМПЬЮТЕРНОЙ ТОМОГРАФИИ	240

Пэк А.А., Мальковский В.И. МНОГОЭТАПНОСТЬ ТЕРМОКОНВЕКТИВНОГО ПРИВНОСА УРАНА КАК ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ УНИКАЛЬНО БОГАТЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИПА НЕСОГЛАСИЯ	244
Редькин А.Ф., Можчиль Р.Н. ИССЛЕДОВАНИЕ ПОВЕДЕНИЯ УРАНА В НАДКРИТИЧЕСКИХ ФТОРИДНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ	248
Русол А.В., Дорофеева В.А. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТЕПЛА В СУБПОВЕРХНОСТНЫХ СЛОЯХ ЯДРА КОМЕТЫ 67Р/Чурюмова-Герасименко	252
Симакин А.Г., Салова Т.П., Габитов Р. РАСТВОРИМОСТЬ ЗОЛОТА В ВОССТАНОВЛЕННОМ УГЛЕКИСЛОМ ФЛЮИДЕ	257
Соловова И.П., Юдовская М.А., Зиновьева Н.Г. ДОКАЗАТЕЛЬСТВА КОНТАМИНАЦИИ И СМЕШЕНИЯ МАГМ: ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ОЛИВИНЕ ДУНИТОВ МАССИВА УИТКОМСТ, ЮАР	259
Суетнова Е.И. НАКОПЛЕНИЕ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ В УСЛОВИЯХ НЕСТАЦИОНАРНОГО ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В МОРСКОМ ДНЕ	262
Усачева А.А., Величкин В.И., Мирошников А.Ю., Асадулин Эн.Э., Надъярных Г.И. РАДИОЦЕЗИЙ, ТЯЖЕЛЫЕ МЕТАЛЛЫ И МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ТУНДРОВЫХ ЛАНДШАФТАХ АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА	266
Устинова Г.К., Алексеев В.А. ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ВАРИАЦИИ СРЕДНЕЙ ЗА МИЛЛИОН ЛЕТ ИНТЕНСИВНОСТИ ГКЛ ПО ДАННЫМ О СОДЕРЖАНИИ ²⁶ Al В ХОНДРИТАХ С ИЗВЕСТНЫМИ ОРБИТАМИ	271
Федькин В.В., Бюрлик Т.Д., Лич М.Л., Щипанский А.А., Вализер П.М., Эрнст В.Г. ТЕРМАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПЕТРОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА БАЗИТОВЫХ ЭКЛОГИТОВ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА (Ю.УРАЛ)	275
Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Кириченко В.А., Большаков И.Е., Суровцева К.И., Кузнецов Н.П. ФИЗИКО- МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КРЕМНЕКИСЛЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД (ЯГОДНИНСКИЙ РАЙОН, ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)	279
Хисина Н.Р., Бурмистров А.А., Ширяев А.А., Аверин А.А., Сенин В.Г., Зиновьева Н.Г. УДАРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ЖЕЛЕЗНОМ МЕТЕОРИТЕ ЭЛЬГА С СИЛИКАТНЫМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ (IIЕ ГРУППА)	283
Хозяинов М.С., Кузнецова К. И., Чернокожев Д.А., Якушина О.А. ЗНАЧИМОСТЬ УЧЕТА ВЫСОКОПРОНИЦАЕМЫХ ПРОПЛАСТКОВ НЕФТЯНЫХ ПЛАСТОВ–КОЛЛЕКТОРОВ ДЛЯ ПОВЫШЕНИЯ НЕФТЕОТДАЧИ	287

Цельмович В.А. МИКРОСТРУКТУРА И СОСТАВ ФОНОВОЙ КОСМИЧЕСКОЙ ПЫЛИ ИЗ ТОРФА	290
Чевычелов В.Ю. ОТЛИЧИЯ В ПОВЕДЕНИИ СВИНЦА И ЦИНКА В УСЛОВИЯХ ВЫСОКОБАРНОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ВОДОНАСЫЩЕННОГО ГРАНИТНОГО РАСПЛАВА	294
Черников А.Г., Либина Н.В. ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТЕЙ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ГРАНИЦ И НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ГЛУБИННЫХ ЗОНАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ	298
Чижова И.А., Волков А.В. КОМПЬЮТЕРНОЕ ЛОГИКО-ИНФОРМАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЛЯ ИХ ПРОГНОЗА И ПОИСКА	302
Чирков Е.Б., Идармачев И.Ш. МОНИТОРИНГ ЛОКАЛЬНЫХ ВАРИАЦИЙ НДС НА ОСНОВЕ НАБЛЮДЕНИЯ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ В ВОДОНАСЫЩЕННОЙ СКВАЖИНЕ	308
Шаров Н.В., Лобанов К.В., Чичеров М.В. ГЛУБИННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ПЕЧЕНГСКОГО И ОНЕЖСКОГО РУДНЫХ РАЙОНОВ	312
Шихова Н.М., Патонин А.В. СКЕЙЛИНГОВЫЕ ПАРАМЕТРЫ АФТЕРШОКОВЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ В ЛАБОРАТОРНОМ ЭКСПЕРИМЕНТЕ	318
Шкуратник В.Л., Новиков Е.А., Зайцев М.Г., Ошкин Р.О. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА ТЕРМОСТИМУЛИРОВАННОЙ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ДЛЯ ПРОГНОЗА ИЗМЕНЕНИЯ ТЕПЛОТВОРНОЙ СПОСОБНОСТИ ИСКОПАЕМЫХ УГЛЕЙ ПРИ ИХ ЦИКЛИЧЕСКОМ ЗАМОРАЖИВАНИИ И ОТТАИВАНИИ	322
Шорников С.И. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РАСПЛАВОВ В СИСТЕМЕ $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$	326
Шубин И.И., Жаркова Е.В., Коптев-Дворников Е.В. КИВАККСКИЙ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЙ РАССЛОЕННЫЙ ИНТРУЗИВ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ). ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ СОБСТВЕННОЙ ЛЕТУЧЕСТИ КИСЛОРОДА ОЛИВИНОВ И ОРТОПИРОКСЕНОВ	330
Щербаков И.П., Веттегрень В.И., Мамалимов Р.И., Махмудов Х. ДИНАМИКА РАЗРУШЕНИЯ НАПРЯЖЕННЫХ ГРАНИТОВ ПОД ВЛИЯНИЕМ УДАРНОЙ ВОЛНЫ	334
Юдинцев С.В., Мальковский В.И., Никольский М.С., Никонов Б.С. ИЗОЛЯЦИЯ АКТИНИДНЫХ ВАО В СВЕРХГЛУБОКИХ СКВАЖИНАХ	337
Якушина О.А. Ожогина Е.Г., Иоспа А.В., Хозяинов М.С. МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ И ПРОГНОЗ КАЧЕСТВА МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ ПО ДАННЫМ РЕНТГЕНОТОМОГРАФИИ	340

ЗАВИСИМОСТЬ РАДИАЦИОННЫХ ВОЗРАСТОВ И ВОЗРАСТОВ ГАЗОУДЕРЖАНИЯ ОБЫКНОВЕННЫХ ХОНДРИТОВ ОТ ИХ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

Алексеев В.А., Павлова Т.А.

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

Сведения о физических свойствах метеоритов позволяют получать информацию не только о природе их родительских тел, но и о процессах, происходивших с метеороидами после их формирования и последующего нахождения в космическом пространстве перед падением на Землю. Одним из таких ключевых свойств является пористость, изучению которой в метеоритах разных химических групп посвящены многие работы. Наиболее представительная сводка данных о пористости содержится в работе [Maske, 2010], где приведены результаты измерения и анализа данных о пористости, плотности и магнитной восприимчивости более 1200 образцов из 664 метеоритов. Особый интерес представляют данные о пористости H- и L-хондритов.

Результаты исследований. В выполненных ранее исследованиях [Алексеев, Куюнко, 1997; Consolmagno et al., 1998] было найдено, что метеориты, претерпевшие интенсивное ударное воздействие, характеризуются низкой пористостью. Для дальнейшего анализа мы рассмотрели распределения космогенных (^3He , ^{21}Ne , ^{38}Ar) и радиогенных (^4He , ^{40}Ar) изотопов благородных газов, а также рассчитанных на основе содержаний этих газов радиационных возрастов (T_3 , T_{21} , T_{38}) и возрастов газодержания (T_4 , T_{40}) падений H- и L- хондритов в зависимости от их пористости. Информация о содержании перечисленных изотопов и о возрастах была взята из результатов выполненных ранее исследований ([Алексеев, 2005] и приведённые там ссылки). Проведенный анализ показал, что для всех распределений характерна асимметрия. Для примера на рис. 1а показано распределение U,Th-He возрастов (T_4) L-хондритов в зависимости от их пористости. Асимметрия определялась по величине коэффициента $\alpha = [N(\text{I})+N(\text{III})]/N$, где $N(\text{I})$ и $N(\text{III})$ – число метеоритов в квадрантах I и III, а N – количество всех метеоритов. Для рассмотренного на рис. 1а распределения величина $\alpha = 0.68 \pm 0.10$, т.е. заметно выше значения 0.5, которое должно было бы быть в случае равномерного распределения точек. При этом асимметрия наблюдается в распределениях для метеоритов разных петрологических типов. Для всех рассмотренных распределений, относящихся к L-хондритам, найдено среднее значение коэффициента $\alpha = 0.61 \pm 0.02$ (2σ). Столь же значимое

отклонение коэффициента от значения 0.5 найдено и для Н-хондритов: $\alpha = 0.62 \pm 0.02$.

Характерная картина проявилась при рассмотрении распределения T_4 в зависимости от пористости для L-хондритов с известной интенсивностью ударного воздействия (Sh; рис. 4б). Здесь видна четкая дифференциация – метеориты с высокой степенью ударного воздействия ($Sh > S3$ по классификации [Stöffler et al., 1991]) группируются в области как низких значений пористости, так и низких возрастов.

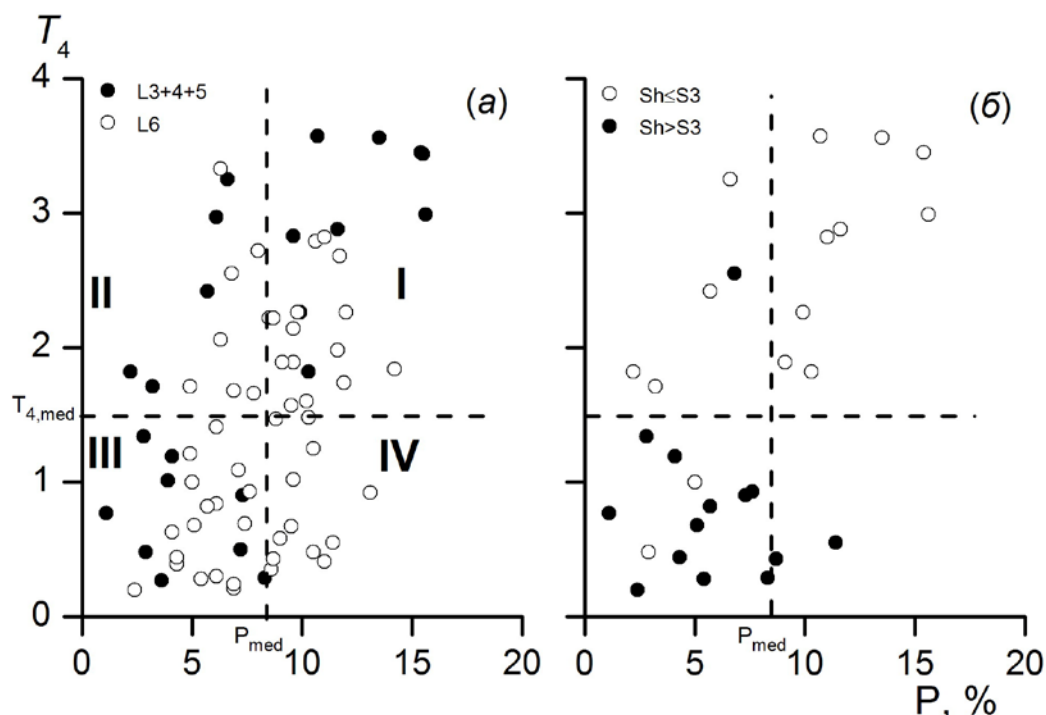


Рис. 1. Распределения U,Th-He возрастов газодержания (T_4 , млрд лет) падений L-хондритов в зависимости от пористости. (а) – Все L-хондриты ($n = 74$). I-IV – квадранты. P_{med} и $T_{4,med}$ – медианные значения пористости (8.3%) и возраста (1.48 млрд лет). Заполненные символы относятся к L3-, L4- и L5-хондритам, открытые – к L6-хондритам. (б) – Данные для L-хондритов с известной степенью ударного воздействия (Sh) по классификации [Stöffler et al., 1991]).

Распределение K-Ar возрастов L-хондритов. Характерная особенность в распределениях в зависимости от пористости проявилась не только для U,Th-He-возрастов (T_4), но и для K-Ar-возрастов (T_{40}). На рис. 2 показаны распределения T_{40} для падений L-хондритов разных групп. Видно, что распределение для всех падений характеризуются двумя максимумами – в районе 0.9 и 4.3 млрд лет (рис. 2а). Аналогичный вид имеет также распределение для L-хондритов с известной пористостью (рис. 2б). Однако,

распределения для метеоритов с пористостью $P < P_{\text{med}}$ и $P \geq P_{\text{med}}$ существенно различаются (рис. 2в и г). Аналогичные различия найдены в распределениях T_4 и T_{40} для Н-хондритов.

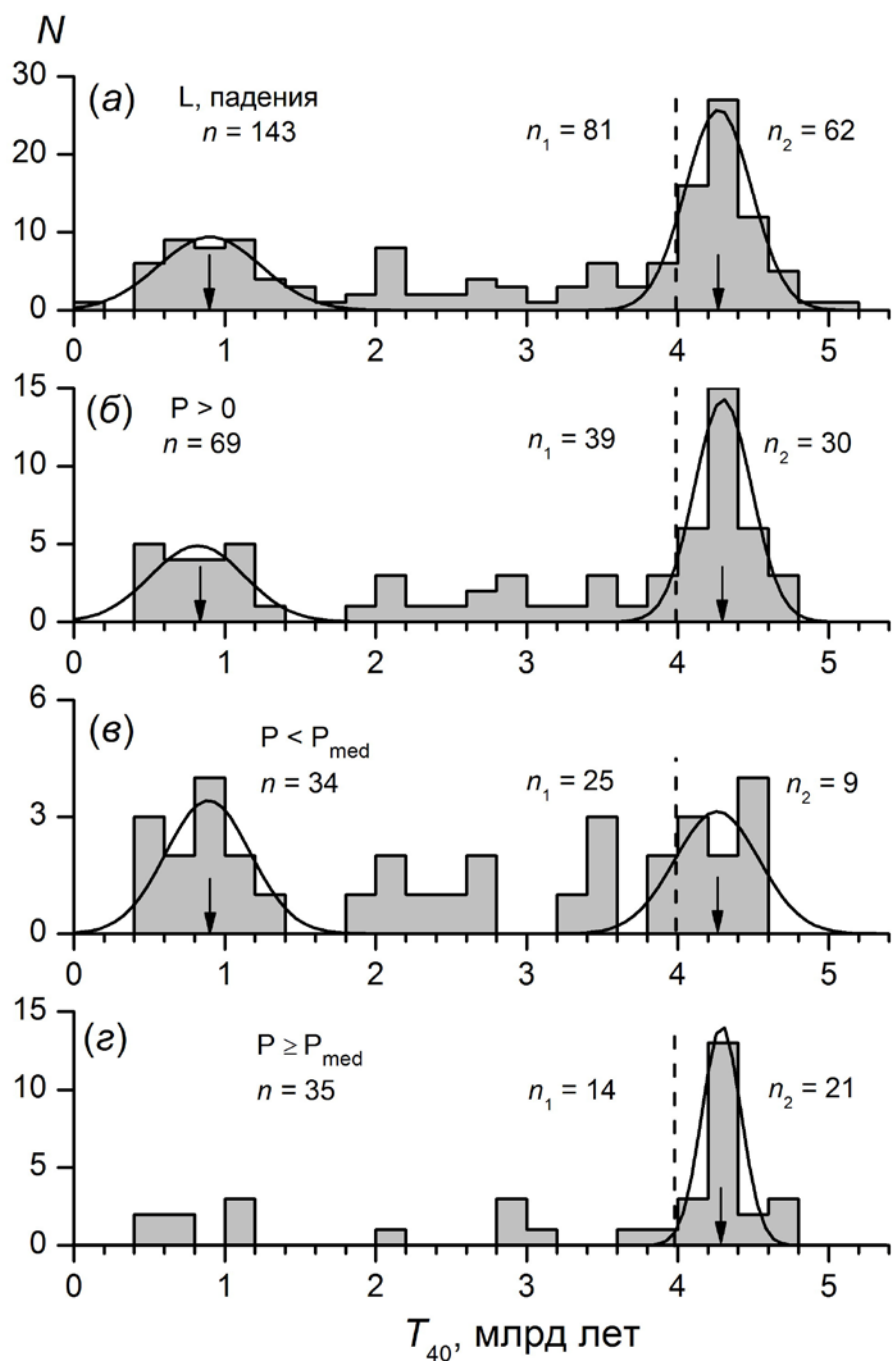


Рис. 2. Распределение К-Аг возрастов (T_{40}) L-хондритов (падений). (а) – Все метеориты; (б) – метеориты с известными значениями пористости P ; (в) и (г) – метеориты с $P < P_{\text{med}}$ и $P \geq P_{\text{med}}$, соответственно. n – Число метеоритов; n_1 и n_2 – количество метеоритов с возрастом $T_{40} < 4$ и $T_{40} \geq 4$ млрд лет, соответственно. P_{med} – медианное значение пористости. Стрелками отмечено положение максимумов гауссовых кривых.

Выводы. Найденные различия в распределениях содержаний космогенных и радиогенных газов и соответствующих возрастов L- и H-хондритов в зависимости от их пористости обусловлены, вероятнее всего, различной ударной историей метеоритов. Хондритам, претерпевшим высокие ударные давления, свойственно уменьшение пористости за счет заполнения пор образующимися при ударах мелкодисперсными фракциями минералов. Это обуславливает увеличение диффузионных потерь космогенных и радиогенных газов и понижение соответствующих возрастов (радиационных и газодержания). Найденный эффект необходимо учитывать при установлении хронологии разрушительных, метеорито-образующих событий на родительских телах метеоритов.

Работа частично поддержана Программой № 28 фундаментальных исследований Президиума РАН.

Литература

1. Алексеев В.А., Куюнко Н.С. Пористость и тепловая история метеоритов // *Астрономический вестник*. 1997. Т. 31. № 2. С. 174 – 180.
2. Алексеев В.А. История обыкновенных хондритов по данным о стабильных изотопах благородных газов (обзор) // *Астрономический вестник*. 2005. Т. 39. № 2. С. 141 – 168.
3. Consolmagno G.J., Britt D.T., Stoll C.P. The porosities of ordinary chondrites: Models and interpretation. *Meteoritics & Planetary Science*. 1998. V. 33. P. 1221 – 1229.
4. Macke R. J. Survey of Meteorite Physical Properties: Density, Porosity and Magnetic Susceptibility. Ph.D. Thesis, University of Central Florida. 2010. 332 p.
5. Stöffler D., Keil K., Scott E.R. Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. V. 55. P. 3845 – 3867.

DEPENDENCE OF COSMIC-RAY EXPOSURE AND GAS-RETENTION AGES OF ORDINARY CHONDRITES ON THEIR PHYSICAL PROPERTIES

Alexeev V.A., Pavlova T.A.

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

Dependence of cosmic-ray exposure and gas-retention ages of ordinary chondrites on their porosity is found. Meteorites of the high shock classes ($Sh > S3$) have not only the low values of porosity, but also the understated cosmic-ray exposure and gas-retention ages.

ОЦЕНКА СИСТЕМЫ ИНЖЕНЕРНЫХ БАРЬЕРОВ ПОДЗЕМНОГО ХРАНИЛИЩА ОСТЕКЛОВАННЫХ ВЫСОКОРАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ

^{1,2}**Ананьева К.П., ^{1,2}Александрова Е.В.**

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, aleksandrova@igem.ru;

²Российский химико-технологический университет им. Д.И.Менделеева (РХТУ)

Высокорadioактивные отходы (ВАО) размещаются в подземных хранилищах шахтного типа в коротких скважинах, пробуренных в подошве и стенах подземных выработок, расположенных на глубине нескольких сотен метров. Безопасность размещения ВАО в подземном хранилище обеспечивается совокупностью инженерных и естественного барьеров. Инженерные барьеры включают матрицу-консервант ВАО, контейнер и буферный слой, отделяющий контейнер с ВАО от стенок скважины, в которой он размещен в хранилище. В качестве матрицы в России до настоящего времени использовалось Na-Al-P-стекло, контейнер предполагается изготавливать из углеродистой стали, в качестве материала буферного слоя будут использоваться бентонитовые глины. Естественным барьером является массив пород, отделяющий подземные выработки с размещенными в них ВАО от биосферы.

После заполнения хранилища отходами и консервации его свободное поровое пространство со временем будет заполнено подземными водами. Имеющиеся оценки времени нарушения целостности стенок контейнера позволяют оценить только порядок величины $t_{crippling}$ и дать качественный анализ процесса коррозии. Так для контейнеров из углеродистой стали с толщиной стенок 13–15 см $t_{crippling} \cong 1000$ лет [1]. Однако в результате напряжений в горных породах или проявлений сейсмической активности может произойти разгерметизации контейнера. Поскольку такая возможность не поддается детерминистическому прогнозированию, для ее учета следует рассматривать наихудший случай, когда контейнер разгерметизирован с самого момента консервации хранилища. При этом основными инженерными барьерами, ограничивающими поступление радионуклидов из хранилища во вмещающие породы, являются матрица-консервант и буферный слой.

Для анализа химической устойчивости Na-Al-P-стекол были проведены эксперименты по их выщелачиванию. Согласно полученным данным при температуре до 90°C и отсутствии раскристал-

лизации стекол зависимость интенсивности выщелачивания от времени можно аппроксимировать степенной функцией

$$q = \frac{1.06 \cdot 10^{-6}}{t^{0.573}}, \text{ кг/(м}^2\text{с)}$$

где t – время в секундах.

Миграция радионуклидов, выщелачиваемых из матрицы, через буферный слой описывается уравнением диффузии

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_{\text{eff}} \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial C}{\partial r} \right) - \kappa C, \quad t > 0, r_c < r < r_w,$$

где C – массовая концентрация радионуклидов в подземных водах, содержащихся в буферном слое, D_{eff} – эффективный коэффициент диффузии рассматриваемого радионуклида (с учетом задержки), r – расстояние до оси скважины, r_c – радиус контейнера, r_w – радиус скважины, $\kappa = \ln 2 / t_{hl}$ – константа радиоактивного распада, t_{hl} – период полураспада радионуклида.

В наихудшем случае (без учета оттока радионуклидов во вмещающие породы) граничные условия для уравнения диффузии в данном случае запишутся в виде

$$r = r_c, \rho_w D_{\text{eff}} \frac{\partial C}{\partial r} = q(t); \quad r = r_w, \frac{\partial C}{\partial r} = 0.$$

Рассмотрена миграция двух типов радионуклидов: ^{137}Cs и ^{239}Pu . Согласно [2, 3] для ^{137}Cs $t_{hl} = 30.1$ лет, $D_{\text{eff}} = 1.02 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2/\text{с}$, для ^{239}Pu $t_{hl} = 2.4 \cdot 10^4$ лет, $D_{\text{eff}} = 6.42 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2/\text{с}$.

Краевая задача решалась численно полунейным конечно-разностным методом [4]. Результаты представлены на рис. 1.

Максимальная концентрация ^{137}Cs за весь рассмотренный период (100 тыс. лет) на внешней поверхности буферного слоя (т.е. на границе со вмещающими породами) равна $8.7 \cdot 10^{-8}$, тогда как предельно допустимая концентрация ^{137}Cs в воде для бытового использования по оценке [5] равна $2 \cdot 10^{-7} \text{ мг/л}$. Полученная величина $C(r_w, t)$ превышает это значение на 5 порядков.

Максимальная концентрация ^{239}Pu на внешней поверхности буферного слоя равна $1.7 \cdot 10^{-6}$. За секунду в 1 кг ^{239}Pu происходит $2.3 \cdot 10^{12}$ распадов. Следовательно, удельная активность ^{239}Pu в воде на внешней границе буферного слоя равна $3.9 \cdot 10^6 \text{ Бк/л}$. Согласно [6], предельно допустимая активность изотопов в воде открытых водоемов и источников водоснабжения – 10^{-10} Ки/л , т.е. 3.7 Бк/л. Таким образом, концентрация ^{239}Pu на 6 порядков превышает допустимую.

Следует учитывать, что рассматривался наихудший случай: предполагалось, что контейнер разрушен с самого момента консервации хранилища, а граничные условия для концентраций радио-

нуклидов на внешней поверхности буферного слоя задавались без учета оттока радионуклидов во вмещающие породы. Тем не менее, существенное превышение предельно допустимых значений (для воды, используемой для бытовых нужд) концентраций радионуклидов в подземных водах однозначно свидетельствует о недостаточности инженерных барьеров для обеспечения необходимого уровня безопасности размещения ВАО в подземном хранилище и необходимости и решающем значении естественного барьера.

Тем не менее, инженерные барьеры являются важной частью изоляции ВАО. За счет одного лишь естественного барьера можно обеспечить любой уровень безопасности хранилища, однако это связано с существенным увеличением глубины размещения ВАО. Использование инженерных барьеров позволит уменьшить глубину размещения ВАО и соответственно уменьшить стоимость хранилища.

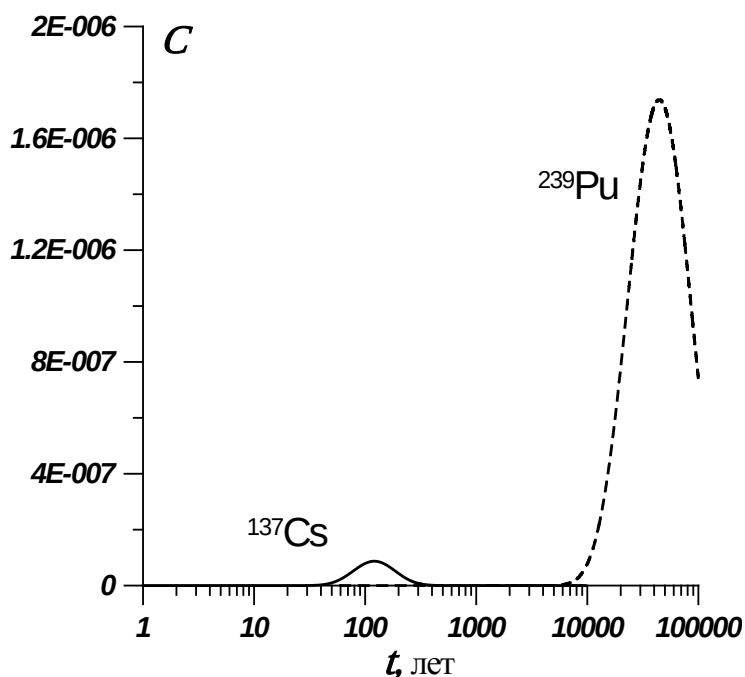


Рис. 1. Зависимость от времени концентраций радионуклидов на внешней поверхности буферного слоя

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований по теме: "Геологические основы обеспечения безопасности конечной стадии ядерного топливного цикла".

Литература

1. Павлов Д.И., Сорокин В.Т., Гатауллин Р.М., Шарафутдинов Р.Б. Состояние и основные направления создания парка контейнеров для кондиционирования и захоронения радиоактивных отходов //

- Ядерная и радиационная безопасность. 2016. № 3. С. 1–12.
2. Амосов П.В., Наумов А.В., Новожилова Н.В. Исследование диффузионного переноса долгоживущих радионуклидов в инженерных барьерах объектов долговременного хранения отработавшего ядерного топлива и захоронения радиоактивных отходов // Вестник МГТУ, 2007. Т.10, № 4. С. 511–518.
 3. Poinssot Ch.P., Illet C.F. Post-containment performance of geological repository systems: source-term release and radionuclide migration in the near- and far-field environments / In “Geological repository systems for safe disposal of spent nuclear fuels and radioactive waste”. Ahn J. and Apted M.J. (eds.). Cambridge: Woodhead Publishing Ltd, 2010. P. 421–496.
 4. Роуч П. Вычислительная гидродинамика. М.: Мир, 1980. 616 с.
 5. Krauskopf K.B. Geology of high-level nuclear waste disposal // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. V.16, 1988. - P.173-200.
 6. Моисеев А. А., Иванов В. И. Краткий справочник по радиационной защите и дозиметрии. Москва : Атомиздат, 1964. 182 с.

ASSESSMENT OF ENGINEERED BARRIERS SYSTEM OF AN UNDERGROUND REPOSITORY OF VITRIFIED HIGH-LEVEL RADIOACTIVE WASTE

^{1,2}**Ananieva K.P.**, ^{1,2}**Alexandrova E.V.**

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS,

²Mendeleev University of Chemical Technology of Russia

Safety of underground repositories of high-level radioactive waste is provided for by a multibarrier isolation. The multibarrier isolation system in a repository of vitrified high-level waste (HLW) form consists of a natural barrier and a system of engineered barriers (EB) which are represented by glassy waste form, steel canister and a buffer backfill. Protective properties of the EB system are considered. Seismic activity can lead to a damage of the canister. Therefore, the main EB are the waste form and the backfill. Radionuclides escape from the HLW is caused by leaching of the waste form by groundwater. Migration of the radionuclides into enclosing rocks is caused by diffusion through the backfill. Computer simulation of this process is carried out. We considered the waste form from Na-Al-P-glass and bentonite clay as the backfill. Leaching rate of the Na-Al-P-glass is determined from experiment.

О ВЗАИМОДОПОЛНЯЮЩИХ МЕТОДАХ РАСПОЗНАВАНИЯ
РАЗНОРОДНОГО ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ДОННЫХ
ОСАДКАХ КАРСКОГО МОРЯ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ
Асадулин Э.Э., Мирошников А.Ю., Усачева А.А., Надъярных Г.И.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН, Москва, Россия)
aasad@igem.ru

Донные осадки Карского моря формируются главным образом терригенным материалом, сносимым с водосборных площадей гигантских речных систем Оби и Енисея, а также поступающим при волновом и температурном разрушении берегов.

Подавляющая часть нерастворенного терригенного материала и связанных с ним химических элементов переносится реками в дисперсной форме. Это взвеси (грубодисперсная система с размерами частиц $> 0,5-1$ мкм) и коллоиды (частицы размером $< 1-0,5$ мкм). Химические элементы находятся либо в составе минералов диспергированных пород, либо сорбированы взвешенными и коллоидными частицами. Для техногенных радионуклидов характерен перенос в сорбированном виде.

Основной объем грубодисперсного терригенного материала накапливается в области речных эстуариев (геохимическая барьерная зона, область лавинной седиментации) и вблизи разрушаемой береговой линии. В эстуариях при быстром (лавинном) накоплении больших объемов неуплотненного водонасыщенного вещества может возникать гравитационная неустойчивость и, как следствие, сползание в сторону понижения рельефа дна. Образующиеся при этом суспензионные (турбидные) потоки способны перемещать терригенный материал по морскому дну достаточно далеко от мест первичной седиментации в эстуариях.

Транспортировка химических элементов и техногенных загрязнителей с континента в море в коллоидной форме осуществляется линзами пресных речных вод, не перемешавшихся с морскими. Их существование и распространение в Карском море недавно доказано рядом исследований. С точки зрения миграционных свойств, главная особенность коллоидов – противостояние седиментации в гравитационном поле. Поэтому вещество в коллоидной форме вместе с несущими пресными водами может распространяться в открытом морском пространстве на большие расстояния, пока не возникнут условия для коагуляции – укрупнения размеров (и увеличения массы) частиц до величин, достаточных для гравитационного осаждения.

Таким образом, налицо как минимум 2 наиболее вероятных механизма рассеяния терригенного материала по площади дна Карского моря за пределами геохимической барьерной зоны «река-море».

Наиболее информативными для различия осадочного материала по происхождению являются микроэлементы литофильной группы, которые мигрируют в нерастворенной форме в составе минеральных матриц дезинтегрированных горных пород, вторичных минералов кор выветривания или будучи сорбированными на диспергированном материале. Среди агентов переноса в обской и енисейской воде преобладают глинистые минералы, гидроокислы железа и органические остатки. Геохимически инертная форма миграции характерна для многих элементов, но литофильная группа элементов лучше других сохраняет в экзогенных процессах свои содержания и взаимосвязи, унаследованные от материнских горных пород.

Осажденное на маргинальных фильтрах в эстуариях Оби и Енисея терригенное вещество в процессе длительного переноса от мест размыва геологических образований многократно перемешивалось. Поэтому можно считать, что распределения концентраций геохимически более или менее инертных элементов в отложениях одинаковых фациальных обстановок эстуариев Оби и Енисея отражают обобщенные региональные геохимические профили (фоны) водосборных площадей этих рек и имеют характерные отличия. В предыдущих работах на основе сопоставления представительных выборок проб донных осадков из эстуариев Оби и Енисея авторами были выделены элементы, отличающиеся своими средними содержаниями и корреляционными свойствами. Однако, если рассматривать концентрации отдельных элементов в отдельных пробах или малочисленных выборках, геохимическое различие обского и енисейского материала будет не столь очевидным. При объединении информативных элементов по аналогии с применяемым в прикладной геохимии методом выделения аддитивных геохимических полей элементов-спутников оруденения авторами был разработан пригодный для практического применения аддитивный геохимический критерий различия наносов обского и енисейского происхождения [Асадулин и др., 2013]. Этот критерий является, по сути, бинарным классификатором, который в любом случае выдает решение либо «из Оби», либо «из Енисея». Наличие в осадках западной части Карского моря существенных порций терригенного материала из иных источников сноса порождает проблемы при распознавании обской либо енисейской составляющей отложений с помощью данного аддитивного критерия. Поэтому, для оценки степени сходства кривых на элементограммах частных проб с обским и енисейским геохимическими эталонами дополнительно к аддитивному критерию авторы использовали называемое «косинусное расстояние» ($\cos \theta$).

Эта мера сходства, широко применяемая в кластерном и факторном анализе, вычисляется подобно коэффициенту корреляции и численно с ним совпадает, если данные математически стандартизированы [Дэвис, 1990]. Разница состоит в том, что рассматриваются связи между наблюдениями (пробами, классами) вместо связей между их признаками (химическими элементами), как в корреляционном анализе.

Вычисление «косинусного расстояния» как меры сходства между наблюдениями позволило отбраковать из проб донных осадков западной части Карского моря экземпляры со своеобразным геохимическим составом. Вместе с тем подтвердились основные выводы, сделанные с применением аддитивного критерия: на морском дне между Новой Землей и полуостровом Ямал преобладают осадки, геохимически сходные с обскими. Второе место по распространенности занимают отложения с признаками енисейского происхождения [Асадулин и др., 2016].

Когда обрабатываемым материалом являются измеренные природные концентрации химических элементов, нередко возникают ситуации, сильно искажающие результаты или создающие затруднения при их интерпретации. Это наличие отдельных резко аномальных содержаний элементов или формы их распределений, сильно отличающиеся от нормальной. В таких случаях, при решении задач распознавания, может существенно помочь переход от измеренных концентраций элементов к условным вероятностям определенных интервалов их содержаний. Подобный способ к обработки данных, восходящий к одному из вариантов многомерного байесовского подхода для создания обучающихся моделей распознавания образов [Вапник, Червоненкис, 1974] был впервые применен для расчленения тектонически совмещенных палеозойских флишoidов, отлагавшихся в разных частях морского бассейна [Асадулин, Мухин, 1987]. Разработанный для геолого-стратиграфической задачи алгоритм был взят в настоящей работе практически без изменения. В основе алгоритма лежит вариант реализации теоремы Байеса (формулы Байеса) применительно к многомерным данным. Это одна из основных теорем элементарной теории вероятностей, которая позволяет определить вероятность того, что произошло какое-либо событие (гипотеза), имея на руках лишь косвенные тому подтверждения (данные), которые могут быть неточны.

Для двух альтернативных гипотез в терминах решаемой задачи формула выглядит следующим образом.

$$P(H_A|X_k) = \frac{P(X_k|H_A)P(H_A)}{P(X_k)}; \quad P(H_B|X_k) = \frac{P(X_k|H_B)P(H_B)}{P(X_k)}$$

где

$P(H_A|X_k)$ – вероятность гипотезы «А» при условии, что содержания элемента X находятся в интервале k ;

$P(H_B|X_k)$ – вероятность гипотезы «В» при условии, что содержания элемента X находятся в интервале k ;

$P(X_k | H_A)$ – вероятность того, что k -тый интервал содержаний элемента X появляется при условии обстановки «А»;

$P(X_k | H_B)$ – вероятность того, что k -тый интервал содержаний элемента X появляется при условии обстановки «В»;

$P(H_A)$ – безусловная вероятность гипотезы «А»;

$P(H_B)$ – безусловная вероятность гипотезы «В»;

$P(X_k)$ – полная вероятность k -того интервала содержаний элемента X , которая определяется следующим образом:

$$P(X_k) = P(X_k | H_A) P(H_A) + P(X_k | H_B) P(H_B)$$

В качестве обстановок «А» и «В» в настоящей работе подразумеваются обобщенные геохимические фоны обской и енисейской макроарен, в качестве гипотез «А» и «В» - предположения о том, что опробованный материал донного осадка Карского моря поступил из Оби либо из Енисея.

Решающим правилом в пользу той или иной гипотезы при k -том значении признака (элемента) X является величина «отношения правдоподобия»:

$$\frac{P(H_A|X_k)}{P(H_B|X_k)} = \frac{P(X_k|H_A) P(H_A)}{P(X_k|H_B) P(H_B)}$$

В случае бинарных (альтернативных) гипотез удобно использовать логарифм байесовского отношения правдоподобия, иногда называемый информационной мерой Кульбака. Тогда количество информации от каждого признака – измеренного содержания химического элемента в пробе легко суммировать и принимать решение по комплексу признаков в виде одного числа, знак которого говорит в пользу той или иной гипотезы.

$$I(A, B) = \sum_{i=1}^n \ln \frac{P(H_A|X_{ik})}{P(H_B|X_{ik})}$$

Рассчитанный перечень информационных коэффициентов интервалов концентраций элементов – признаков является простейшей байесовской моделью распознавания.

Апробирована байесовская модель распознавания обского и енисейского терригенного материала с хорошим результатом на внутреннем экзамене. Для фильтрации возможно инородных примесей предполагается построение и последовательное применение байесовских моделей типа «Обь/НеОбь» и «Енисей/НеЕнисей».

Литература

1. Асадулин Эн.Э., Мухин П.А. Опыт разделения древних терригенно-сланцевых образований Центральных Кызылкумов на основании статистико-вероятностной обработки геохимических данных //Зап.Узб.отд.ВМО, 1987, вып.40, с.157-160.
2. Асадулин Эн.Э., Мирошников А.Ю., Величкин В.И. Геохимическая специализация донных осадков в зонах смешения вод Оби и Енисея с водами Карского моря // Геохимия. – 2013, - №12, - С. 116-1129.
3. Асадулин Эн.Э. Мирошников А.Ю. Усачева А.А., Величкин В.И. Геохимическое распознавание терригенного материала из Оби и Енисея в донных осадках восточной части Карского моря.// ДАН, М., Наука, 2015, т. 461 №2, с. 207-209.
4. Вапник В.Н., Червоненкис А.Я. Теория распознавания образов (статистические проблемы обучения), «Наука», М., 1974, 416 с.
5. Дэвис Дж.С. Статистический анализ данных в геологии: Пер с англ. В 2 кн./ Кн. 2 - М.: Недра, 1990, 427 с.

ON COMPLEMENTARY METHODS OF DETECTION OF HETEROGENEOUS TERRIGENOUS MATERIAL IN BOTTOM SEDIMENTS OF KARA SEA USING GEOCHEMICAL DATA

Asadulin En.E., Miroshnikov A.Yu., Usacheva A.A., Nadyarnyh G.I.

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and
Geochemistry, Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Moscow
119017, Russia aasad@igem.ru

The terrigenous component of the bottom sediments of the Kara Sea is formed mainly due to the receipt of material from the Ob and Yenisei rivers and from the destroying shores. To distinguish sediments by origin and estimate the areas of their spread allow special methods of processing geochemical data. The use of several independent methods makes it possible to reduce the influence of measurement errors and anomalous concentrations of chemical elements on the recognition results.

ОЦЕНКА ЭНЕРГИИ ОБРАЗОВАНИЯ МАСКОНОВ И МОРЕЙ НА ЛУНЕ ГАЛАКТИЧЕСКИМИ КОМЕТАМИ

Баренбаум А.А.

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

azary@mail.ru

Введение. Масконами называют структуры в лунной коре, создающие положительные аномалии Буге в гравитационном поле Луны. Происхождение масконов связывают с падениями крупных космических тел, образующих залитые базальтами гигантские кратеры – лунные моря, под которыми возникают диапиры из более плотных пород мантии Луны [Melosh et al., 2013; Neumann et al., 2015; Soderblom et al., 2015]. Однако масконы нельзя объяснить падениями тел с распределением по диаметрам таким же, как у тел современного пояса астероидов. Такое же заключение сделано ранее и для кратеров Луны [Woronov, 1977]. В настоящее время масконы установлены также на Марсе и Меркурии.

Новый подход к проблеме. Нами получен вывод [Barenbaum, Shpekin, 2017], что крупные кратеры моря и масконы на Луне, Марсе и Меркурии представляют собой структуры, созданные падениями галактических комет в периоды нахождения Солнца в струйных потоках и спиральных рукавах Галактики [Баренбаум, 2010].

Падения галактических комет носят характер «кометных ливней» длительностью ~1-5 млн. лет, повторяющихся через 20-37 млн. лет. За время одного ливня на поверхность Земли может упасть $\sim 10^4 - 10^7$ галактических комет. Причем через каждые 150 млн. лет кометы попеременно бомбардируют, то южное, то северное полушария Луны, Земли и других планет.

Последний кометный ливень произошел в период от 5 до 0.7 млн. лет назад. Кометы состояли в основном из водного льда плотностью ≈ 1 г/см³, имели диаметр $\sim 0.1 \div 3.5$ км, массу $\sim 10^{12} \div 10^{17}$ г и энергию $\sim 10^{20} \div 10^{25}$ Дж. Двигались они относительно Солнца со скоростью ~ 450 км/с, бомбардировали южное полушарие планет, а сами обладали экспоненциальным распределением по диаметрам.

За время последнего ливня на площадку 100×100 км² могло упасть $\sim 3 \div 5$ галактических комет всех размеров [Баренбаум, 2012].

Существо механизма. Указанная плотность падений настолько высока, что приводит к наложению кратерных воронок от комет. При этом возрастает диаметр и усложняется морфология кратеров, а также растет энергия импактного нагрева пород. Причем, если в случае образования морских бассейнов нагреву и плавлению подвергаются главным образом поверхностные породы коры Луны,

то при возникновении масконов эти процессы охватывают более глубоко залегающие породы лунной мантии. Как следствие, затраты энергии комет на образование масконов оказываются выше, чем при образовании морей и тем более кратеров.

Отмеченные особенности образования кратеров, морей и масконов галактическими кометами непосредственно следуют из анализа фактических данных по Луне и планетам земной группы.

Фактические данные. Рис. 1 дает общее представление о распределении по размерам крупных кратеров Луны, Меркурия и Марса [Воронов и др., 1986]. На возвышенных (континенты) и пониженных (моря) участках поверхности планет эти распределения различаются. Плотность кратеров на морях на 1–2 порядка ниже, чем на континентах. Это вызвано тем, что кратеры на континентах созданы падениями галактических комет, а на морях – астероидами и кометами Солнечной системы [Баренбаум, 2010].

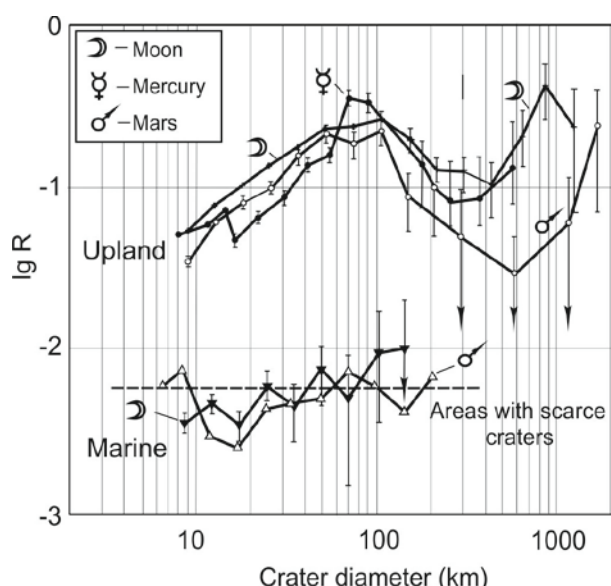


Рис. 1. Дифференциальные распределения кратеров по размерам континентов и морей Луны, Марса и Меркурия, представленные в виде R-функции [Воронов и др., 1986]

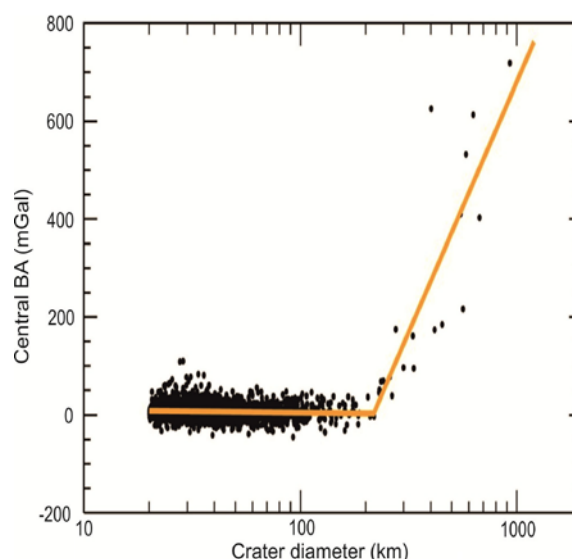


Рис. 2. Гравитационная аномалия Буге над кратерами и морями Луны и ее аппроксимация эмпирической моделью [Soderblom et al, 2015]

На рис. 2 показана связь центральной гравитационной аномалии Буге с диаметром лунных кратеров [Soderblom et al, 2015]. Авторы заявляют, что эта связь построена для кратеров на континентах. Но, начиная с $D \approx 160$ км, это не кратеры, а морские бассейны (рис. 4). Так что положительная аномалия Буге наблюдается только в морях, начиная с их диаметра 218 ± 17 км. С увеличением размера бассейна аномалия растет, свидетельствуя о наличии под дном бассейна больших масс более тяжелого вещества, чем материал коры.

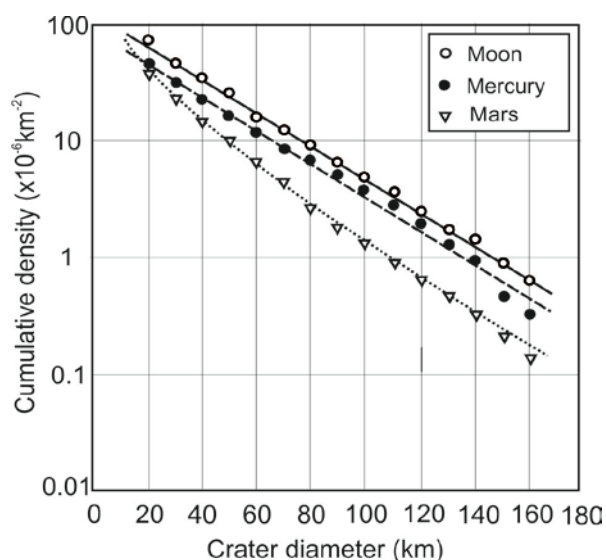


Рис. 3. Интегральные распределения по диаметрам континентальных кратеров по данным [Казимиров и др., 1981]

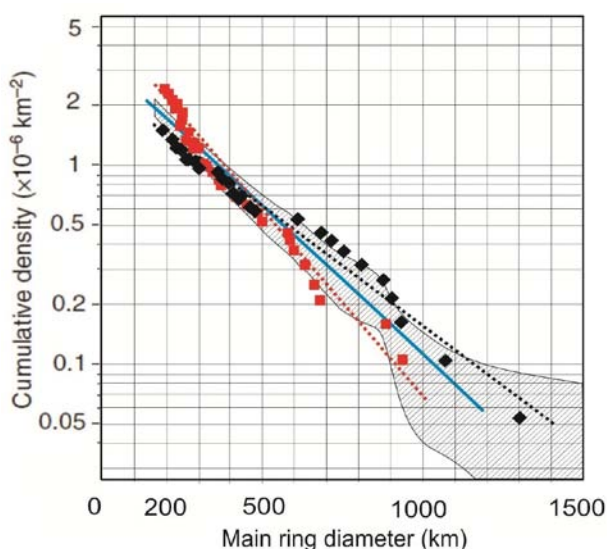


Рис. 4. Интегральные распределения по диаметрам морских бассейнов Луны согласно [Neumann et al, 2015]

На рис. 3 приведены интегральные распределения кратеров по диаметрам, построенные по данным [Казимиров и др., 1981], а на рис. 4 аналогичные распределения морей Луны [Neumann et al, 2015], представленные в полулогарифмической системе координат. В последней работе установлено, что на ближней стороне Луны больше крупных бассейнов ($D > 350$ км), тогда как на обратной стороне больше бассейнов меньшего диаметра. Эти различия в размерах бассейнов авторы объясняют разной толщиной коры на обеих сторонах Луны, а также различиями в пористости пород.

Рис. 3 и 4 свидетельствуют, что на Луне зависимость плотности континентальных кратеров от диаметра (см. рис. 1) не монотонна. Она испытывает скачок при $D = 160$ км. Кратеры имеют $D = 10 \div 160$ км (см. рис. 3), в то время как у морей $D \geq 160$ км (см. рис. 4).

Анализ показал [Barenbaum, Shpekin, 2017], что моря возникают при наложении кратерных воронок от падений нескольких комет, что создает большой нагрев пород и приводит к большому количеству магматического расплава, чем в обычных кратерах. Еще больший нагрев пород и излияние магм происходят в кратерах с $D > 218 \pm 17$ км, где они сопровождаются появлением масконов (см. рис. 2).

Энергию создания морей и масконов галактическими кометами можно приближенно оценить. Полагая, что при падениях комет с энергией $E \sim 10^{20}$ Дж возникает кратер с $D = 10$ км, а комет с $E \sim 10^{25}$ Дж – диаметром $D = 160$ км, эту связь представим в виде: $\lg E \approx 16 + 4 \lg D$, где энергия E выражена в Дж, а диаметр кратера D – в км.

Экстраполируя эту зависимость в область $E > 10^{25}$ Дж, находим, что образование морских бассейнов размером $D \geq 200$ км требует

энергий $>1.6 \cdot 10^{25}$ Дж, а энергия образования мантийных диапиров (масконов) диаметром $D \geq 218$ км, составляет $E \geq 2.25 \cdot 10^{25}$ Дж. Такие уровни энергии в принципе достижимы при наложении 3-4 кратерных воронок диаметром 160 км.

Литература

1. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: ЛИБРОКОМ. 2010. 546 с.
2. Баренбаум А.А. Об асимметричном строении поверхности планет земной группы, вызванном падениями галактических комет // Вестник ОНЗ РАН, 2012, Т.4, NZ9001.
3. Воронов А., Стром Р.Г., Гаркис М. Интерпретация кратерной летописи: от Меркурия до Ганимеда и Каллисто // Спутники Юпитера, под ред. Д. Моррисона. М.: Мир. 1986. Т.2. С. 5–48.
4. Казимиров Д.А., Родионова Ж.Ф., Ситников Б.Д., Порошкова Г.А. Планетарные закономерности распределения кратеров на Марсе Луне и Меркурии. Препринт ГИН-ГАИШ, М. 1981.
5. Barenbaum A.A., Shpekin M.I. To the formation mechanism of the lunar mascons by galactic comets // XXXII International Conference on Interaction of Intense Energy Fluxes with Matter (1-6 March 2017, Elbrus, Russia) Book of Abstracts. (Moscow-Chernogolovka-Nalchik), 2017, P. 223.
6. Melosh H.J., Freed A.M., Johnson B.C. et al. The origin of lunar mascon basins // Science. 2013, Vol. 340, Issue 6140, 1552–1555.
7. Neumann G.A., Zuber M.T., Wieczorek M.A. et al. Lunar impact basins revealed by Gravity Recovery and Interior Laboratory measurements // Science Advances. 1, 2015, e1500852.
8. Soderblom J.M., Evans A.J. Johnson B.C. et al. The fractured Moon: Production and saturation of porosity in the lunar highlands from impact cratering // Geophys. Res. Lett., 2015, 42, 6939–6944.
9. Woronow A. Crater saturation and equilibrium: A Monte Carlo simulation // J. Geophys. Res., 1977, 82, 2447–2456.

ENERGY ESTIMATION FORMING OF MASCONS AND SEAS ON THE MOON BY GALACTIC COMETS

Barenbaum A.A.

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

The energy of formation of seas and mascons on the Moon by galactic comets is estimated. We concluded that mascons and seas are result overlays of craters created by galactic comets in the condition of high density of their falls.

УТОЧНЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА ВЕНДА НА ОСНОВЕ ГАЛАКТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Баренбаум А.А.

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

azary@mail.ru

Введение. Венд, как важный период в развитии животного мира Земли, был выделен в 1952 г. [Соколов, 1997]. Основанием для его выделения явилось обнаружение в осадочных породах докембрия свидетельств существования разнообразной мягкотелой фауны. На ее основе были выявлены [Вендская система, 1985] 4 отдела на границах 650 ± 10 млн. лет (начало венда), 620 ± 10 , 590 ± 10 и 570 ± 20 млн. лет назад (конец венда). В кембрии вендская фауна почти полностью исчезает, и ей на смену приходят скелетные организмы.

Для объяснения этого события, получившего название «вендско-кембрийского взрыва жизни», имеется более 100 гипотез [Алексеев, 2000]. Но ни одна из них не является общепризнанной. Еще более остро стоит вопрос о причинах возникновения в венде мягкотелой фауны. Вопрос усугубляется тем, что в середине 1990-х годов границу кембрия перенесли [Розанов и др., 1997], и вендом стали считать интервал времени от 635 до 543 млн. лет назад.

Новый подход к проблеме. Согласно [Баренбаум и др., 2009], жизнь на Земле возникла и развивается под влиянием космоса. При этом вендско-кембрийское событие, а также изменения биоты на границах мезозоя и кайнозоя вызваны падениями галактических комет с высокими содержаниями: P, K, Na, Mg, S, Cl, Ca и др. «элементов жизни». Поступая в Мировой океан, эти химические элементы не только формировали месторождения фосфатов и солей, но и активно использовались морскими организмами при строительстве из Ca своих панцирей и скелетов.

Эти выводы сделаны с использованием галактической модели [Баренбаум, 2010], выявившей тесную связь биотических процессов с падением на Землю галактических комет. В настоящей работе модель привлечена к объяснению появления мягкотелой фауны и уточнению геологического возраста венда.

Галактическая модель. Состояла в решении задачи. Галактика физически моделировалась звездной изотермической сферой, эволюция которой сопровождается разрушением звезд и последующим выбросом газопылевых продуктов этого разрушения из ядра системы. Истекая из быстровращающегося ядерного диска Галактики, газ и пыль двумя струйными потоками распространяются в галактической плоскости, конденсируясь в плотные газопылевые облака, кометы и звезды. Эти процессы наиболее активно идут в

местах пересечения струйных потоков с четырьмя галактическими рукавами, которые частично захватывают газопылевое вещество.

Солнечная система, родившаяся в этих процессах в одном из рукавов, теперь движется вокруг центра Галактики по некоторой эллиптической орбите, пересекая на время 2-5 млн. лет струйные потоки и галактические рукава. В моменты таких пересечений все объекты Солнечной системы подвергается мощным космическим воздействиям, которые резко активизируют на Земле биотические, климатические и тектономагматические процессы.

Требовалось найти параметры орбиты Солнца и вычислить времена галактических воздействий, которые наилучшим образом отвечают данным астрономии и фанерозойской геохронологической шкалы. А также вскрыть механизм влияния Галактики на Землю.

Создание такой модели происходило в несколько этапов.

Этапы создания модели. Первая модель-«1» была построена в начале 1990-х годов. Она корректно учитывала лишь спиральное строение Галактики, что позволило в кеплеровском приближении рассчитать солнечную орбиту и найти положение границ стратонов фанерозой шкалы. Модель оказалась столь удачной, что расчеты были приведены в учебнике по геологии [Общая, 1991].

В модели-«2» [Баренбаум, 2002] было учтено распределение гравитационного потенциала Галактики, вызывавшее вращение линий абсид солнечной орбиты. Оптимальная орбита имела вид эллипса с эксцентриситетом 0.36 и большой полуосью 10.17 кпк, поворачивающимся в плоскости Галактики в прямом направлении со скоростью $3.14 \cdot 10^{-9}$ лет⁻¹. Сидерический и аномалистический периоды Солнца составляли $T_{\phi} = 223$ 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.

Модель-«2» объяснила времена как границ стратонов, так и принцип построения самой шкалы фанерозоя. Границы отделов совпадали со временами нахождения Солнца в струйных потоках, а границы периодов – с его пребыванием рукавах на расстоянии радиуса коротации от центра Галактики, где резко активизируются процессы газоконденсации и звездообразования. Возникающие здесь звезды и кометы обладают повышенной металличностью, а падения таких комет определяют границы эр [Баренбаум и др., 2004]. Вычисленные времена кометных падений приведены на рис. 1.

В модели-«3» [Баренбаум, 2004] учтено увеличение радиуса орбиты Солнца при эволюции Галактики. Модель позволила связать начало фанерозоя с падениями на Землю комет, обогащенных Р, Са и др. «химическими элементами жизни», а также объяснить перенос границы кембрия к рубежу 543 млн. лет назад.

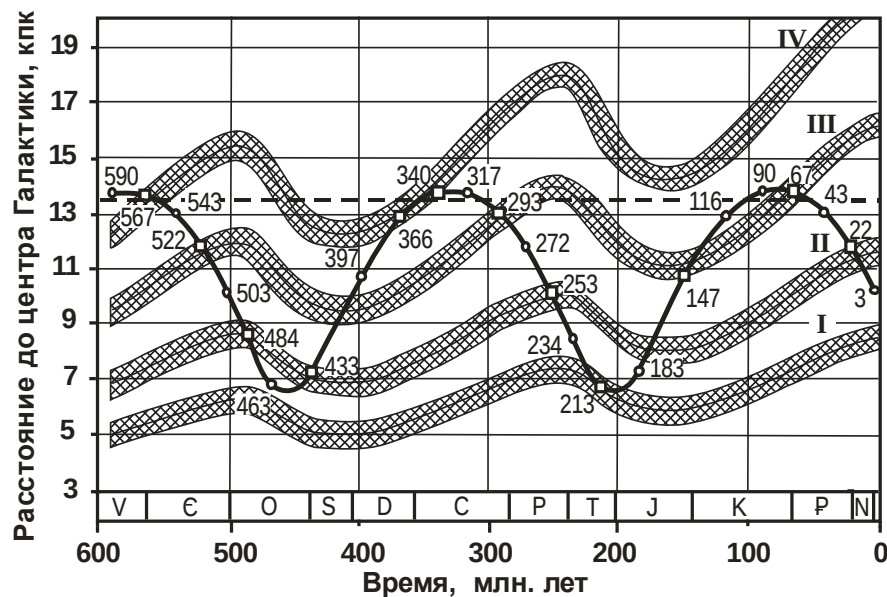


Рис. 1. Удаление Солнца от центра Галактики и 4-х ее спиральных рукавов в модели-«2». Римские цифры – номера рукавов; кривая линия – орбита Солнца; кружки на орбите – моменты попадания Солнца в струйные потоки, квадраты – в зоны газоконденсации и звездообразования рукавов; пунктирная линия – радиус коротации Галактики $R = 13.5$ кпк; Арабские цифры – результаты расчета

В модели –«3» учтено увеличение радиуса орбиты Солнца при эволюции Галактики. Модель позволила связать начало фанерозоя с падениями на Землю комет, обогащенных P, K, Na, Mg, S, Cl, Ca и др. «химическими элементами жизни», а также объяснить перенос границы кембрия к рубежу 543 млн. лет назад.

В статье [Баренбаум, 2015] при условии постоянства параметров орбиты Солнца и сидерическом периоде $T_{\phi} = 222.2$ млн лет модель-«2» (рис. 1) применена к докембрию. В этом случае движение Солнца и вращение Галактики синхронизируются. В результате все главные события в истории Земли происходят в одном и том же рукаве (IV на рис. 1) на удалении радиуса коротации от центра Галактики, и потому строго повторяются через 1 млрд лет. Последнее имело место на границе фанерозоя 567 млн лет назад, а предыдущие: 1567, 2567, 3567 и 4567 млн лет назад, которые определяют в докембрии границы верхнего и нижнего протерозоя, протерозоя и архея, архея и катархея, а также момент образования Солнечной системы по современным представлениям [Википедия].

Тем самым, в IV рукаве Солнечная система подвергается более интенсивным бомбардировкам галактическими кометами, чем при нахождении Солнца в трех других рукавах Галактики.

Поэтому более вероятно, что вендско-кембрийский взрыв жизни вызван не эволюцией Галактики, а нахождением Солнца в рукаве IV. Той же причиной мы объясняем появление мягкотелой фауны. Разница в том, что в конце венда Солнце пересекло рукав в зоне

активного звездообразования, а в начале венда – ближе к центру Галактики, где падения на Землю комет были менее интенсивны.

Заключение

В работе получены следующие выводы:

1. Появление на Земле скелетной (кембрий) и мягкотелой (венд) фауны объяснено падениями галактических комет с повышенным содержанием химических элементов жизни: P, K, Na, S, Cl, Ca и др. в эпохи нахождения Солнца в определенном рукаве Галактики.

2. Отнесение начала фанерозоя к рубежу 543 млн лет назад теоретически не обосновано. Вендом следует признать интервал времени от 647 до 567 млн лет назад, а границами его отделов считать 618 и 590 млн лет назад.

Литература

1. Баренбаум А.А. Галактика, Солнечная система. Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. М.: ГЕОС. 2002. 393 с.
2. Баренбаум А.А. Причина биотической революции в венде-кембрии с позиций кометно-галактической гипотезы // ДАН. 2004. №4. С.513-515.
3. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: ЛИБРОКОМ. 2010. 546 с.
4. Баренбаум А.А. Положение Солнца в Галактике в эпоху разрушения Фазтона // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. Материалы XVI межд. конф. - М.: ИГЕМ РАН, 2015. С. 39-42.
5. Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А. Геохронологические шкалы и астрономическое время (современное состояние проблемы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т.10. №2. С.3-14.
6. Баренбаум А.А., Литвинова Т.В., Хаин В.Е. Геологические свидетельства влияния космоса на эволюцию жизни. Вендско-кембрийское биотическое событие // Уральский геологический журнал. 2009. №6 (72) С.15-39.
7. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. М.: Наука, Т.2. 1985.
8. Общая и полевая геология. Учебник для вузов / Авт.: Павлов А.Н. и др. – Л.: Недра. 1991. 463 с.
9. Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Соколов Б.С., Федонкин М.А., Хоментовский В.В. Решение о выборе стратотипа границы докембрия и кембрия: прорыв в проблеме или ошибка? // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т.5. №1. С.21-31.
10. Соколов Б.С. Очерки становления венда. М.: КМК Лтд, 1997 – 154 с.

CLARIFY OF GEOLOGICAL AGE OF VENDIAN SYSTEM ON BASIS GALAXY MODEL

Barenbaum A.A.

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

On the basis of galactic model, the time of Vendian system existence was specified and the boundaries of its departments were established, which were (million years ago): 647 (system beginning), 618, 590 and 567 (system end).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ УПРУГИХ ВОЛН И ИХ ПОГЛОЩЕНИЯ В ОБРАЗЦАХ СОПОЧНОЙ БРЕКЧИИ НЕКОТОРЫХ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Белобородов Д.Е., Егоров Н.А., Краснова М.А.

Институт физики Земли РАН, denbeloborodov@gmail.com

Грязевой вулканизм представляет собой явление планетарного масштаба. На земном шаре известно свыше 700 грязевых вулканов, сконцентрированных в некоторых нефтегазоносных бассейнах подвижных поясов Земли. Грязевой вулкан представляет собой эруптивный аппарат газового вулканизма, выбросы которого (сопочная брекчия, вода, газы, твёрдые обломки) слагают чаще всего положительные формы рельефа, иногда, в зависимости от местных условий и консистенции сопочных выбросов, заполненные жидкой грязью впадины. Сопочная брекчия – это специфическая горная порода, состоящая из остроугольных обломков горных пород разного возраста, обычно мелких (не более дециметрового, реже – метрового размера), заключенных в глинисто-алевритовой массе. Результаты опубликованных комплексных исследований глинистых минералов, слагающих обломки глин и глинистый цемент сопочной брекчии, показывают, что их состав довольно однообразен. Эти минералы имеют гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав, иногда с незначительной примесью каолинита и метагаллаузита. [Шнюков и др., 1971г.]

Грязевые вулканы на территории России сосредоточены в зонах альпийской складчатости юга и Сахалина. На Кавказе (в том числе в прилегающей к нему акватории Каспийского моря) известны 220 (до 350 по другим оценкам) вулканов и на Южном Сахалине — 3 вулкана. Керченско-Таманская грязевулканическая зона является частью Керченско-Таманской области, существенной частью которой Керченско-Таманский периклинальный прогиб, отделяющий Большой Кавказ от Горного Крыма [Геология СССР, 1969; Хаин, 1984]. Структурно Керченско-Таманский периклинальный прогиб разделяется на Таманский полуостров, юго-восточную часть Керченского полуострова (от г. Феодосия) и прилегающий Керченско-Таманский шельф Черного моря. За истёкшие с майкопского времени десятки миллионов лет, когда на Керченском полуострове достоверно установлена грязевулканическая деятельность, было извергнуто более 35 млрд. т. сопочной брекчии. В данной работе исследовалась так называемая «жерловая фация», характеризующаяся сопочными пелитами – осадочными горными породами, сложенными частицами меньше 0,001 или 0,005 мм (глины, аргиллиты и др.) [Шнюков и др., 2005]. Исследовались образцы, отобранные с четырех грязевых вулканов Керченско-

Таманской грязевулканической зоны: Карabetова Гора Пекло Азовское, гора Гнилая и Цымбалы.

Ультразвуковые исследования образцов сопочной брекчии со всех четырех вулканов проводились по одной и той же схеме: скорости продольных волн измерялись многократно, измерения были разделены периодами прогрева. Температура прогрева изменялась от 30 до 400⁰С. В результате построены кривые водонасыщения образцов, получены кривые зависимости скоростей продольных волн от водонасыщенности образцов, выявлены изменения спектрального состава ультразвукового сигнала, связанные со степенью водонасыщенности образцов, что позволяет сделать вывод о зависимости поглощающих свойств сопочной брекчии от степени насыщенности горной породы флюидом.

Литература

1. Хаин, В.Е., 1984. Региональная геотектоника: Альпийско-Средиземноморский пояс. Недра, Москва, 344 с.
2. Геология СССР, под ред. ак. А.В. Сидоренко, 1969. Недра, Москва, Том VIII, Крым, Часть I, 564 с.
3. Шнюков, Е.Ф., Науменко, П.И., Лебедев, Ю.С., Усенко, В.П., Гордиевич, В.А., Юханов, И.С., Щирица А.С., 1971. Грязевой вулканизм и рудообразование. Наукова думка, Киев, 330 с.
4. Шнюков Е.Ф, Шереметьев В.М., Маслаков Н.А., Кутний В.А., Гусаков И.Н., Трофимов В.В. 2005. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона Атлас Краснодар, ООО «Глав-Медиа», 173 с.

VELOCITIES OF ELASTIC WAVES AND THEIR ABSORPTION IN SAMPLES OF MUD BRECCIA OF SOME MUD VOLCANOES OF KERCH-TAMAN MUD VOLCANIC AREAS

Beloborodov D.E., Egorov N.A., Krasnova M.A.

Schmidt Institute of Physics of the Earth (IFZ) RAS, Moscow,
denbeloborodov@gmail.com

Ultrasonic studies of samples of mud breccia from all four volcanoes were carried out according to the same scheme: longitudinal wave velocity was measured multiple number of times, measurements were separated by periods of warming.

As a result, we received: the curves of water saturation of the samples; the experimental curves representing the correlation between velocities of longitudinal waves and the water saturation of the samples; there were established variations of the spectral composition of the ultrasonic signal, associated with the degree of the water saturation of the sample. That allows us to make a conclusion about the dependence of absorbing properties of the mud breccia on the degree of saturation of rocks with fluids.

ВЛИЯНИЕ НАЛОЖЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНЫХ U-Pb, Re-Os, Ar/Ar ИССЛЕДОВАНИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКСУГ

Берзина А.Н., Берзина А.П., Гимон В.О.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН), berzina@igm.nsc.ru

Месторождение Аксуг локализовано в одноименном массиве, который пересекает пироксенит-габбровую интрузию хойтоокинского комплекса. Массив включает плутон (плутоногенный комплекс), сложенный преимущественно тоналитами и штоко- и дайкообразные тела (малые интрузии) тоналит-порфиров I и II, с которыми ассоциирует Cu-Mo оруденение. Широко распространены пострудные дайки лейкогранитов.

Возраст магматизма и оруденения по данным разных авторов варьирует от ордовик-силура до девона [Сотников и др., 2003]. С целью уточнения возраста магматизма и оруденения ранее были проведены Re-Os и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические исследования. По трем Re-Os анализам молибденита месторождения Аксуг получены следующие датировки: 511 ± 2 , 516 ± 2 , 518 ± 2 млн. лет [Berzina et al., 2003]. Близкие к последним двум датировкам Re-Os возрасты (517.3 ± 3 и 517.4 ± 3 млн. лет) молибденита Аксуга приведены в статье [Pollard et al., 2017]. Согласно геохронологическим определениям модельный Re-Os возраст оруденения месторождения соответствует верхней половине раннего кембрия.

По данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования становление гранитоидов плутона произошло в интервале ~ 532 - 462 млн. лет. Эндогенная активность на этапе формирования малых интрузий и оруденения, проявилась в интервале ~ 404 - 324 млн. лет [Сотников и др., 2003]. При этом авторы отмечают омоложение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок магматических образований при наложении на них поздних процессов. Более древние Re-Os датировки оруденения относительно $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценок предшествующих магматитов свидетельствуют о влиянии поздних процессов на $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопную систему малых интрузий и вмещающих их гранитоидов.

Новые U-Pb датировки магматических пород, предшествующих оруденению, оказались несколько омоложенными относительно Re-Os датировок молибденита. Так, конкордантный U-Pb возраст циркона габбро-диоритов хойтоокинского комплекса составляет 503 ± 2 млн. лет. Эта возрастная оценка не согласуется с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировкой по амфиболу (532 ± 2.9 млн. лет) из этой же пробы

[Сотников и др., 2003] и с Re-Os возрастом наложенной рудной минерализации.

Конкордантные U-Pb возрасты цирконов из пород Аксугского массива составляют: тоналитов 504 ± 5 , тоналит-порфиров 500 ± 6 и 499 ± 6 , пострудных лейкогранитов 509 ± 4 млн. лет. Согласно этим данным породы плутона и рудоносных малых интрузий моложе оруденения, что противоречит их геологическим возрастным взаимоотношениям. Конкордантный возраст лейкогранитов (509 млн. лет) моложе Re-Os датировки оруденения (518-511 млн. лет), что согласуется с наложением лейкогранитов на зоны рудной минерализации. Молодые конкордантные U-Pb возрасты цирконов магматитов, предшествующих оруденению, относительно Re-Os датировок указывают на то, что породы испытали преобразование вследствие наложения поздних термофлюидных процессов.

На Аксуге в каждой из проанализированных проб выделяются две группы $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировок: близкие к Re-Os оценка ($518-511 \pm 2$ млн. лет) и более молодые (507-486 млн. лет), что свидетельствует о присутствии в магматитах двух разновозрастных популяций цирконов.

Возраст наиболее древнего зерна из габбро-диоритов хойтоокинського комплекса составляет 511 ± 5 млн. лет (Рис. 1а). Средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст по трем цирконам с максимальными датировками из тоналитов составляет 514 ± 10 млн. лет (Рис. 1б). Максимальная датировка из порфиров II достигает 515 ± 9 млн. лет (Рис. 1г). Средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст для лейкогранитов по 6 зернам с наиболее древними датировками - 515 ± 4 млн. лет, (Рис. 1д). Датировки первой популяции цирконов из габбро-диоритов хойтоокинського комплекса и тоналитов плутона совпадают с Re-Os датировками оруденения и наиболее древней U-Pb датировкой рудоносных порфиров. Эти данные указывают на то, что циркон из этих пород является новообразованным, кристаллизовавшимся в условиях воздействия на них малых интрузий. Датировки циркона в поздних пострудных лейкогранитах, перекрывающиеся с Re-Os возрастом оруденения, свидетельствуют о доминировании минерала, ассимилированного или унаследованного при плавлении из предшествующих магматитов.

Ко второй доминирующей популяции относится цирконы с более молодыми U-Pb датировками (507-476 млн. лет). Средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (млн. лет) этой популяции цирконов составляет: в габбро-диоритах - 503 ± 2 (Рис. 1а), в тоналитах - 501 ± 6 лет (Рис. 1б), в тоналит-порфирах - 501 ± 6 (Рис. 1в) и - 497 ± 7 млн. лет (Рис. 1г). По 4 зернам циркона из лейкогранитов получен средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст $500 \pm$

4 млн. лет (Рис. 1д), который предположительно отражает возраст кристаллизации породы.

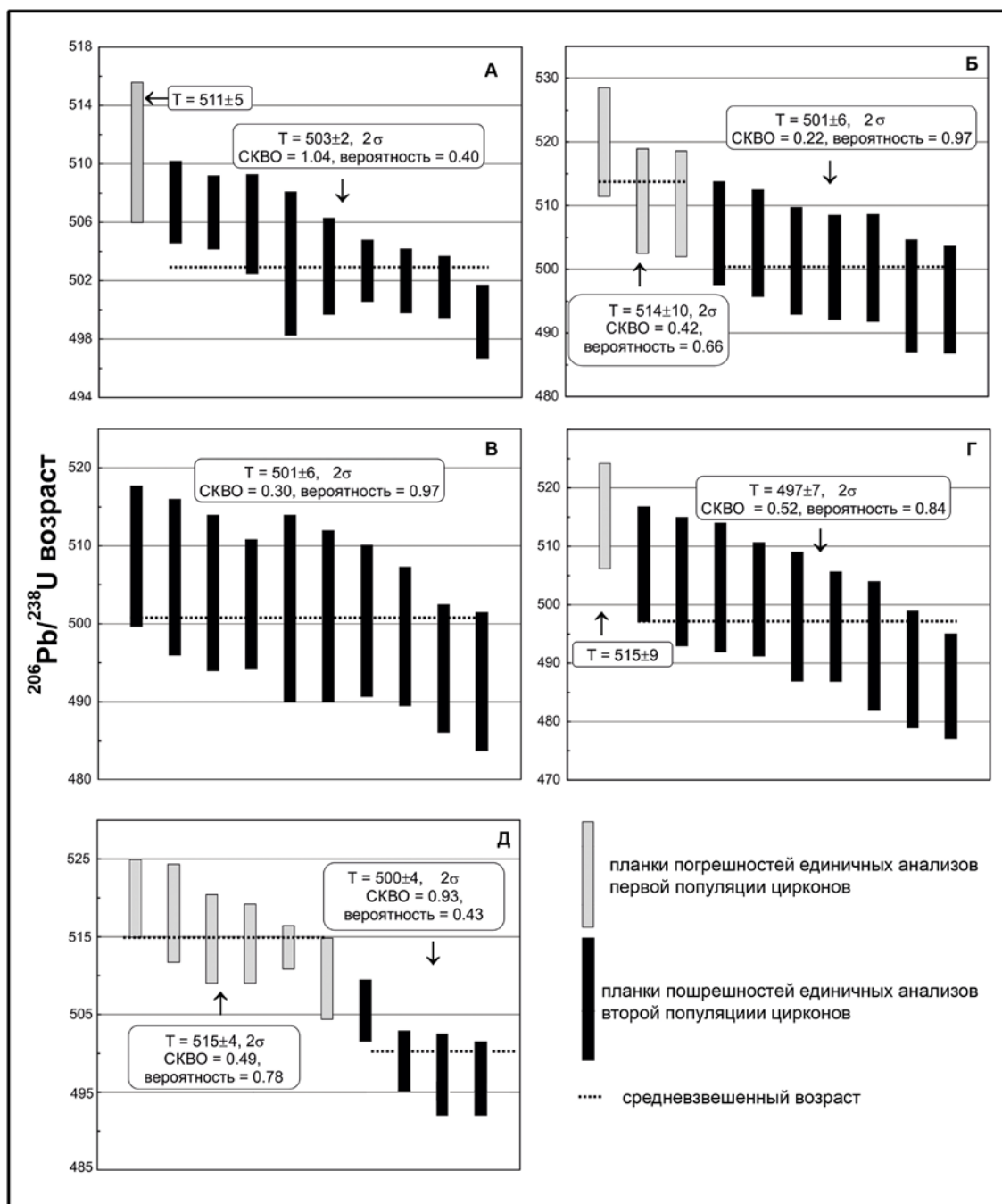


Рис.1. Средневзвешенный возраст (млн. лет) по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в цирконах месторождения Аксуг. Погрешности вычисленных средневзвешенных возрастов приводятся на уровне двух сигма. Погрешности единичных анализов приведены на уровне 1 сигма.

Датировки второй популяции цирконов из магматитов хойтоокинского комплекса и Аксугского массива перекрываются с возрастом кристаллизации лейкогранитов. Полученные данные

указывают на преобладание в составе этих магматитов наложенного (новообразованного) циркона, кристаллизовавшегося около 500 млн. лет назад в условиях воздействия пострудных даек лейкогранитов на вмещающие породы. По-видимому, к этому времени произошло окончательное преобразование магматических пород, предшествующих лейкогранитам.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 16-05-00921).

Литература

Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.Н. Аксугское Cu-Mo-порфировое месторождение в Северо-Восточной Тыве: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология, источники вещества. Геология и геофизика, 2003, т. 44 (11), с. 1119-1132.

Berzina A.N., Stein H.J., Zimmerman A., Sotnikov V.I. Re-Os ages of molybdenite from porphyry Cu-Mo and greisen Mo-W deposits of southern Siberia (Russia) preserve metallogenic record. In: Mineral exploration and sustainable development. Rotterdam Millpress. 2003, v. 1, p. 231-234.

Pollard P.J., Pelenkova E., Mathur R. Paragenesis and Re-Os molybdenite age of Cambrian Ak-Sug porphyry Cu-Au-Mo deposit, Tyva Republic, Russian Federation. Econ. Geology. 2017, v. 112, p. 1021-1028.

TRACING THE EFFECTS OF THERMAL OVERPRINT IN THE AKSUG DEPOSIT: CONSTRAINTS FROM U-Pb, Re-Os AND Ar/Ar GEOCHRONOLOGY

Berzina A.P., Berzina A.N., Gimon V.O.

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS (IGM SB RAS), berzina@igm.nsc.ru

New geochronologic data from the Aksug porphyry Cu deposit (Russia) yield a Middle-Late Cambrian crystallization U–Pb age for zircons from ore-bearing porphyries, precursor barren plutonic suite and post-ore leucogranites. The U-Pb ages of ore-bearing porphyries disagree with previous $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determinations, being significantly older. However, the molybdenite Re–Os ages are several million years older than the one for newly dated hosting porphyry intrusions. The new data provide evidence that thermal events related to the emplacement of ore-bearing porphyries and post-ore leucogranites influenced the Ar/Ar and U-Pb isotopic systems. Two zircon populations are apparent in the samples analyzed. The older population show the ages similar to Re-Os age of molybdenite and fits with the emplacement of ore-bearing porphyries. The age of younger zircon population corresponds to the age of post-ore leucogranites.

РАСТВОРИМОСТЬ ЦИРКОНА В СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ: ПЕРВЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ И ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Борисов А.А.

Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва,
aborisov@igem.ru

При 1 атм общего давления на воздухе в температурном интервале 1200-1500°C методом петли проведены опыты по растворимости циркона в модельных силикатных расплавах. Два исходных состава, HR (эвтектика в системе энстатит-анортит-кремнезем) и HA (эвтектика в системе $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$) были обогащены смесью $\text{ZrO}_2\text{+SiO}_2$ (по стехиометрии соответствующей циркону) и обозначены аббревиатурой HRZ20 и HAZ23, соответственно. Порция состава HRZ20 дополнительно обогащена кремнеземом и обозначена аббревиатурой HRZ20S.

Состав стекол определялся на зонде (Universität Hanover; ИГЕМ РАН).

Показано, что добавление SiO_2 приводит к умеренному уменьшению растворимости циркона. Так, растворимость циркона в составах HRZ20S в среднем на 20% ниже таковой в составах HRZ20.

Растворимость циркона (величина $\log \text{ZrO}_2$) в расплавах одинакового состава линейно зависит от обратной абсолютной температуры, существенно возрастая с ее увеличением. Так, при 1440°C в равновесии с цирконом расплав HAZ23 содержит 5.6 мас.% ZrO_2 . Температурный наклон, полученный в наших опытах, значительно превышает таковой, найденный в предыдущих исследованиях (Watson and Harrison, 1983; Boehnke et al., 2013).

Высокая растворимость ZrSiO_4 накладывает серьезные ограничения на стабильность циркона в высокотемпературных основных и ультраосновных расплавах.

Литература

1. Boehnke P., Watson E.B., Trail D., Harrison T.M. and Schmitt A.K. (2013) Zircon saturation re-revisited. *Chemical Geology* 351, 324–334.
2. Watson E.B. and Harrison T.M. (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 295-304.

ZIRCON SOLUBILITY IN SILICATE MELTS AT HIGH TEMPERATURES: FIRST EXPERIMENTS AND FIRST RESULTS

Borisov A.A.

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

aborisov@igem.ru

At 1 atm total pressure in temperature range of 1200-1500°C the experiments on zircon solubility in model silicate melts were conducted. Two initials, HR (eutectic in the system En-An-SiO₂) and HA (eutectic in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂) were enriched with ZrO₂+SiO₂ in proportion corresponding to zircon stoichiometry (compositions HRZ20 and HAZ23, correspondently). A portion of HRZ20 was additionally enriched with silica (HRZ20S).

It was concluded that high zircon solubility imposes constraints on zircon stability in high temperature basic and ultrabasic melts.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕРМОДИНАМИКИ НЕОБРАТИМЫХ ПРОЦЕССОВ КАК ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ ОСНОВЫ СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕТЛИНСКОЕ, Ю. УРАЛ)

Бурмистров А.А., Старостин В.И.

Геологический факультет Московского Государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва,
burm@geol.msu.ru, stsr@geol.msu.ru

Метаморфические, метасоматические и тектонические процессы приводили к остаточным деформациям вмещающих пород и изменению их состава. Они последовательно вносили свой вклад в изменение их удельной энтропии. Проблема фундаментальной связи структурных, физических и химических преобразований рудовмещающего субстрата с эндогенными потоками вещества и энергии в рудно-магматических системах предварительно рассматривалась в работе [7]. Как показал академик В.А. Жариков на основе принципов Л. Онзагера [4], скорость производства удельной энтропии (S_y) при необратимых процессах в общем случае соответствует алгебраической сумме произведений потоков энергии: тепловой (dQ), механической - с изменением объема пород (dV), химической – с переносом вещества (dm_a) на вызывающие их силы: объемные градиенты температуры ($\nabla 1/T$), давления (∇p)/напряжений/, химических потенциалов компонентов пород и флюидов ($\nabla \mu_a$), соответственно. Это выражается следующим термодинамическим уравнением [4]:

$$dS_y/dt = \nabla 1/T^* dQ/dt + \nabla p/T^* dV/dt - \sum_a^k \nabla \mu_a/T^* dm_a/dt, \quad (1)$$

$S_y = \int_0^{298} \frac{C_y}{T} dT$, где C_y - удельная теплоемкость пород, определявшаяся калориметрическим методом [5]. Эти процессы могли проходить как одновременно, так и последовательно. Изменение S_y в ходе отдельно взятого процесса во всем объеме пород месторождения происходило примерно в одно и тоже время. Скорость развития каждого из них в каждом единичном объеме пород была различной. Относительно большое фиксируемое теперь изменение S_y вероятно соответствует и большей скорости производства удельной энтропии в данном объеме, хотя эта оценка не полная, т.к. она соответствует твердым фазам образцов при обычных условиях.

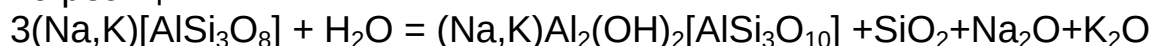
Коренное орудование изученного месторождения золото- кварц-сульфидной формации локализовано в силурийской песчано-сланцевой толще и связано с 4 субвертикальными жильно-

штокверковыми рудными зонами ЗСЗ-ного простирания мощностью 100 – 200м, а также линзообразными телами сульфидной вкрапленности и окварцевания [1,6,8]. Основные изменения пород связаны с дорудным ороговикованием, окварцеванием и пропилитизацией и прерудной-синрудной березитизацией, интенсивность которых увеличивается в зонах сколовой трещиноватости и повышенной плотности, и суммарной амплитуды раскрытия [1,2] и, как следствие, повышенной их проницаемости для тепла, и для флюидов. Судя по максимумам магнитной восприимчивости зоны (до $15000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) образцов из

Центральной зоны и по ТБГХ исследованиям [6] при ороговиковании там был максимальный прогрев пород, что ускорило образование магнетита (его теплота образования в 1,36 раза выше, чем у гематита). Переход Fe_2O_3 и FeO из первичных минералов в магнетит (S_y , Дж/кг*К: 563, 750 и 634, соответственно) заметно не влиял на изменение S_y из-за их малых содержаний. С превращением гидросиликатов в безводные силикаты, по расчетам академика В.А. Жарикова [4], рост молярной энтропии вещества имел место в системе в целом (с учетом вполне подвижных флюидных компонентов). Но для твердых фаз она снижалась. Перекристаллизация больших объемов пород и залечивание пор приводили к росту скоростей упругих волн, плотности и температуры Дебая, которая имеет обратную связь с молярной теплоемкостью и энтропией [3]. Соответственно снижалась и S_y . Как видно из рис. 1, на флангах, а иногда и в пределах рудных зон имеются минимумы S_y , где роговики почти не затронуты березитизацией (обр. 27, 5, 8, 9Б, 4).

Необратимые процессы с ростом S_y шли при березитизации и хрупких деформациях, в частности выраженных в многократном подновлении рудовмещающих трещин. При замещении магнетита пиритом по реакции: $\text{Fe}_3\text{O}_4 + 4\text{H}_2\text{S} + \text{S}_2 = 3\text{FeS}_2 + 4\text{H}_2\text{O}$.

S_y для этих твердых фаз возрастает на 695 Дж/кг*К, а при образовании сульфидов за счет оксида и триоксида железаминералов роговиков она увеличивается на 668 Дж/кг*К. Для силикатных компонентов твердых фаз при замещении биотита серицитом возможно незначительное снижение S_y (примерно 20 Дж/кг*К), но при замещении полевых шпатов серицитом и кварцем по реакции:



ее рост составляет примерно 3400 Дж/кг*К. Незначительное изменение химического состава (обычно до 10-20%) при частичном замещении одних минералов другими определяет малое изменение S_y за счет химических преобразований. Значительно большие ее

величины и изменения ($S_{\text{физ}}$, рис.1), определяются наличием пористости и микротрещиноватости, их ростом при березитизации и дилатации пород при хрупких деформациях, разуплотнением пород за счет привноса воды (группы OH^- , не учтенной хим. анализом).

С учетом максимального падения S_y пород на раннем этапе ороговикования в Центральной рудной зоне (обр.1, 15А-Д, 22), можно считать возникший затем там максимум S_y абсолютным, а менее значительными - в Северной (обр.24-32) и Южной (обр.10-12) зонах. Этот максимум совпадает и с выявленными ранее здесь петрофизической и петрохимической аномалиями [2]. Вероятно, что скорость производства S_y в этой наиболее богатой и проницаемой для энергии и вещества зоне месторождения была на всех этапах наибольшей, а параметры процессов, входящие в уравнение (1), имели наибольшие величины на соответствующих этапах преобразований.

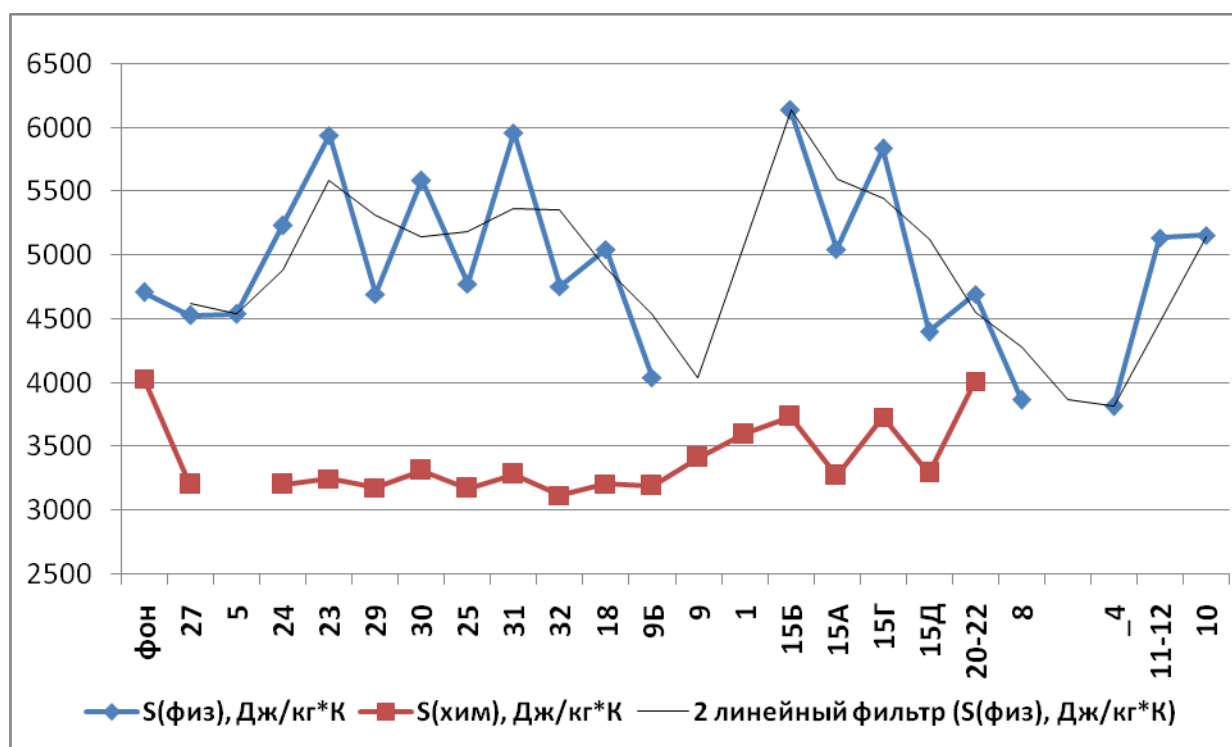


Рис.1. Изменение удельной энтропии пород вкрест простирания рудных зон (север-юг), рассчитанной по петрофизическим данным ($S_{\text{физ}}$) и по составу пород ($S_{\text{хим}}$) (силикатный анализ- ан.А. Якушев; ИГЕМ РАН; Барсук В.Н, Барсукова Т.Н., Фаланова Н.В.; КЭ ВИМС).

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., Агафонова О.В. Рудно-метасоматическая и петрофизико-геохимическая зональность золоторудного месторождения Светлинское (Ю. Урал) //Тезисы научн. конф «Ломоносовские чтения», 2014 г., серия Геология (сайт геологического ф-та МГУ).
 3. Бурмистров А.А. Физико-химический анализ петрофизических данных (на примере золоторудного месторождения Светлинское, Ю. Урал) // М-лы 15-й международной конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле», М., 2014.
 4. Жариков В.А. Основы физической химии: учебник.- 2-е изд., испр. и доп. М.: Изд-во Моск. ун-та: Наука, 2005. 654 с.
 5. Петрофизика: Справочник. В трех книгах. Кн.2. Техника и методика исследований/Под ред. А.А. Молчанова, Н.Б. Дортман.- М.: Недра, 1992. 256 с.
 6. Сазонов В.Н. Месторождения золота Урала. Екатеринбург, 1999.
 7. Старостин В.И. Геодинамика и петрофизика рудных полей и месторождений. М., Недра, 1984. 204 с.
 8. Федосеев В.В. Сырьевая база ОАО «Южуралзолото» в Челябинской области//<http://www.vipstd.ru/journal/content/view/34/39/>

IMPLEMENTATION OF THE THERMODYNAMICS OF NON-REVERSIBLE PROCESSES AS A FUNDAMENTAL THEORETICAL BASE FOR THE STRUCTURAL- PETROPHYSICAL ANALYSIS OF ORE DEPOSITS(ON THE EXAMPLE OF THE SVETLISKOE GOLD ORE DEPOSIT, SOUTH URALS)

Burmistrov A.A., Starostin V.I.

Lomonosov Moscow State University (MSU), Geological Department, burm@geol.msu.ru, star@geol.msu.ru

General connection of the host rocks specific entropy (S_{sp}) level with their chemical composition and in greater extent with the variations of their structural and petrophysical parameters was revealed. According to the fundamental Onsagers principles the rate of S_{sp} growth in a thermodynamic system is proportional to the thermal, chemical and mechanic energy flows and their temperature, stress and chemical potentials gradients, that occurred during pre-ore and syn-ore non-reversible metasomatic and tectonic processes. Its maximum took place in the Central ore zone.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОСНОВНЫХ КСЕНОЛИТОВ В
ПЛАГИОГРАНИТАХ Р- НА Р. ЛОТТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ
ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Бутвина В.Г., Сафонов О.Г.

Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ) РАН,
Черноголовка, butvina@iem.ac.ru

Происхождение синметаморфических гранатсодержащих плагиогранитоидов (1.917-1.909 млрд. лет) р-на р. Лотта Центральной Зоны Лапландского гранулитового комплекса связаны с процессами анатексиса высокоглиноземистых метапелитов (кондалитов) комплекса на пике гранулитового метаморфизма [Митрофанов и др., 1974; Козлов, Козлова, 1998; Mints et al., 2007; Каулина и др., 2014]. Результаты новых термобарометрических исследований, данных о флюидных включениях и изотопных данных для углерода в этих породах подтвердили эти выводы [Сафонов и др., 2016, 2017]. Образование плагиогранитных магм, вероятно, происходило на глубинах порядка 25-30 км. По мере подъема, они захватывали разнообразные ксенолиты [Козлов, Козлова, 1998]. Наиболее примечательными из них являются ксенолиты двупироксен-плагиоклазовых гранулитов (ортопироксен $\pm$ клинопироксен + плагиоклаз $\pm$ кварц + магнетит + ильменит + пирротин). Ксенолиты представляют собой равномернозернистые породы с массивной текстурой и гранобластовой структурой. Они состоят из слабозонального плагиоклаза (30-40 %; An_{47-54}), низкоглиноземистых клинопироксена (10-15 %; $X_{Mg} = 0.56-0.58$, 2-2.5 мас. % Al_2O_3) и ортопироксена (25-30 %; $X_{Mg} = 0.43-0.44$, 1-1.3 мас. % Al_2O_3). В них присутствует 5-10 % кварца, акцессорный апатит, а также сосуществующие магнетит, ильменит и пирротин. В изученных ксенолитах широко проявлены процессы амфиболизации в виде широких кайм калийсодержащего паргасит-эденитового амфибола и его крупнозернистых симплектитов с кварцем в контактах пироксенов, магнетита, ильменита и пирротина с плагиоклазом. Более основной состав плагиоклаза и меньшая магнезиальность пироксенов в амфиболизированных участках ксенолитов соответствует реакции образования амфибола: $Or_x + Cr_x + Ab$ (в плагиоклазе) $+ H_2O = Amph \pm Qtz$. Амфиболизация местами сопровождается образованием биотита, указывающее на привнос дополнительных компонентов в ксенолиты.

Используя программный комплекс TWQ 2.32 [Berman, 2007], по равновесию клинопироксен + ортопироксен + плагиоклаз + кварц в неамфиболизированных участках ксенолитов было оценено давление 6.0-6.4 кбар. Температуры, соответствующие этой

ассоциации, составляют 800-860°C и находятся в пределах интервала температур кристаллизации плагиогранитов [Каулина и др., 2014], а также температур пика тектоно-термального этапа М2 в Лапландском гранулитовом поясе [Mints et al., 2007]. Амфибол-плагиоклазовое равновесие [Blundy, Holland, 1990] зафиксировало температуры процесса амфиболизации ксенолитов 740-780°C при давлении 5.0-5.5 кбар. Вариации состава амфибола в сторону тремолита указывают на протекание процесса амфиболизации на фоне снижения температуры. Он, вероятно, был связан со взаимодействием существенно водного флюида из остывающей плагиогранитной магмы с ксенолитами по мере их захвата и подъема. Действительно, ксенолиты пересечены жилами плагиогранитного состава. Обилие водно-солевых (12 – 20 мас. % NaCl эквивалента) включений и подчиненное количество углекислых включений в минералах плагиогранитов [Сафонов и др., 2016, 2017] подтверждает это предположение.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00266)

Литература

1. Каулина Т.В., Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Япаскерт В.О. (2014) Последовательность геологических процессов в Центральной и Северо-Восточной части Лапландского гранулитового пояса: изотопно-геохимические данные по циркону и результаты геолого-петрологических исследований. *Геохимия* 7, 625-645.
2. Козлов Н.Е., Козлова Н.Е. (1998) О генезисе гранатовых плагиогранитоидов Лапландского гранулитового пояса. *Вестник МГТУ* 1, 43-52.
3. Митрофанов Ф.П., Кравцова Е.И., Мануилова М.М. (1974) Раннедокембрийские гранитоидные формации. Москва, Наука, 292 с.
4. Сафонов О.Г., Реутский В.Н., Голунова М.А., Бутвина В.Г., Япаскерт В.О., Варламов Д.А. (2016) Различные источники углерода во флюидах гранитоидов в гранулитовых комплексах// XXI СИМПОЗИУМ ПО ГЕОХИМИИ ИЗОТОПОВ имени академика А.П. Виноградова, Москва, Россия, 15-17 ноября 2016.
5. Сафонов О.Г., Реутский В.Н., Голунова М.А., Бутвина В.Г., Япаскерт В.О., Варламов Д.А., Щербаков В.Д., ван Риннен Д.Д. (2017) Изотопные характеристики углерода как индикатор источника высокотемпературных гранитоидов в гранулитовых

комплексах // "Геодинамика раннего Докембрия: сходство и различия с Фанерозоем", Материалы конференции, Петрозаводск, 29-31 мая, стр. 216-218.

6. Berman R.G., 2007. WinTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations. Geological Survey of Canada Open File 5462.
7. Blundy J.D., Holland T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contribution to Mineralogy and Petrology 104, 208-224.
8. Mints M.V., Kaulina T.V., Konilov A.N., Krotov A.V., Stupak V.M., 2007. The thermal and geodynamic evolution of the Lapland granulite belt: Implications for thermal structure of the lower crust during granulite-facies metamorphism. Gondwana Research 12, 252-267.

PETROLOGICAL STUDY OF MAFIC XENOLITHES IN PLAGIOGRANITES OF THE RIVER LOTTA AREA OF THE CENTRAL ZONE OF THE LAPLAND GRANULITE COMPLEX

Butvina V.G., Safonov O.G.

Institute of experimental mineralogy (IEM) RAS, Chernogolovka,
butvina@iem.ac.ru

Thermobarometric data, fluid inclusions data and carbon isotope data confirm the conclusion that leucocratic garnet-bearing plagiogranites of the Lapland complex are associated with the anatexis of country khondalites during peak of metamorphism. The formation of these magmas occurred at depths of 25-30 km. During ascent, granitic magmas trapped mafic (two pyroxene-plagioclase) xenoliths at pressures 6.0-6.4 kbar. The interaction of predominantly aqueous-salt fluids issued by the magmas with the xenoliths during cooling at depths less than 20 km (5.0-5.5 kbar) led to their widespread amphibolization at temperatures of 740-780°C.

СТРОЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ СЛОЕВ ТРЕЩИН СДВИГА В ГНЕЙСЕ И ГРАНИТЕ

¹**Веттегрень В.И.**, ²**Arora К.**, ³**Пономарев А.В.**, ¹**Мамалимов Р.И.**,
¹**Кулик В.Б.**, ¹**Щербаков И.П.**, ⁴**Патонин А.В.**

¹Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, Санкт-Петербург, Россия, Victor.Vettegren@mail.ioffe.ru

²CSIR National Geophysical Research Institute, Hyderabad, India

³Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия

⁴Геофизическая обсерватория «Борок» - филиал Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Борок, Россия

При сдвиге горных пород часто образуются гладкие поверхности, получившие название зеркал скольжения. Их образование вызывает резкое (на порядок) уменьшение коэффициента трения породы и может служить причиной неустойчивости скольжения горных пород. Экспериментальные исследования строения природных зеркал скольжения на поверхности горных пород (рифрейского песчаника, доломита и порфирита) – были начаты в работах [Соболев и др. 2012, 2015^{а,б}, 2016; Веттегрень и др. 2017^{а,б,в,г}]. Обнаружено, что процесс скольжения вызывает появление на поверхности горных пород новых минералов с низким коэффициентом трения – монтмориллонита или иллита.

Настоящая работа продолжает цикл этих исследований. В ней изучен состав поверхностного слоя трещин скола в двух кернах которые извлечены из скважины в районе неоднократного повторения землетрясений в районе Койна-Варна, восточная Индия. Здесь на глубине ≈ 497 м располагается зона перехода базальтов к гранитам, толщина зоны ≈ 15 м.

Первый керн представляет собой гнейс. Он был извлечен с глубины, отстоящей на ~ 6 м от начала зоны перехода. Из него были выпилены 2 образца. Первый образец содержал естественную трещину, которая образовалась в породе до изготовления керна. Второй образец не сдержал видимых глазом дефектов. В нем на гидравлическом прессе INOVA была создана искусственная трещина. Первые результаты исследований поверхности, образовавшейся при скалывании этих образцов, опубликованы в [Веттегрень и др. 2017].

Второй керн был получен с глубины на ~ 48 м ниже упомянутой зоны перехода. Образец из этого керна представлял собой гранит и содержал естественную трещину сдвига.

Для исследований строения поверхности образцов были использованы методы инфракрасной (ИК), рамановской и фотoluminesцентной (ФЛ) спектроскопии.

Анализ спектров поверхностного слоя образцов из гнейса показал, что они содержали кварц и полевые шпаты. В тоже время поверхностные слои искусственной и естественной трещин в гнейсе толщиной ~ 1 мкм содержали только Li-монтмориллонит.

Поверхностный слой керна из гранита содержит кальцит, доломит и плагиоклаз, естественной трещины в нем - глауконит.

Это означает, что образование трещины сдвига может приводить к образованию новых пород с низким коэффициентом трения.

Работа выполнена при финансовой поддержке российско-индийского проекта РНФ - DST India: грант Российского научного фонда № 16-47-02003, грант Департамента науки и технологии Правительства Индии - INT/RUS/RSF/P-13.

Литература

- [1]. Соболев Г. А., Кирееенкова С. М., Морозов Ю. А., Смульская 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]. ^aСоболев 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]. ^bСоболев Г. А., Веттегрень В. И., Кирееенкова С. М., Смульская А. И., Мамалимов Р. И., Кулик В. Б. Исследование нанокристаллов зеркала скольжения из сейсмодислокации. // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 2. С. 5 - 14.
- [4]. Соболев Г. А., Веттегрень В. И., Кирееенкова С. М., Кулик В. Б., Мамалимов Р. И., Морозов Ю. А., Смульская А. И., Щербаков И. П. Нанокристаллы в горных породах. М.: ГЕОС, 2016. 102 с.
- [5]. ^aВеттегрень В. И., Пономарев А. В., Соболев Г. А., Щербаков И. П., Мамалимов Р. И., Кулик В. Б., Патонин А. В. Изменение строения поверхности гетерогенного нанокристаллического тела (песчаника) при трении. // Физика твердого тела. 2017. Т. 59, С. 569 - 574.
- [6]. ^bВеттегрень В. И., Пономарев А. В., Arora K., Мамалимов Р. И., Щербаков И. П., Патонин А. В. Изменение строения поверхностного слоя гетерогенного твердого тела (гнейса) при сдвиге. // Физика твердого тела, 2017. Т. 59. С. 1319 - 1322.

STRUCTURE TRANSFORMATION OF THE SURFACE LAYERS OF THE GNEISS AND GRANITE ON A SHEAR

¹**Vettegren V.I.**, ²**Arora K.**, ³**Ponomarev A.V.**, ¹**Mamalimov R.I.**,

¹**Shcherbakov I.P.**, and ⁴**Patonin A.V.**

¹Ioffe Institute Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, 194021. Russia, Victor.Vettegren@mail.ioffe.ru

²CSIR National Geophysical Research Institute, Hyderabad, Telangana, 500007 India

³Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia

⁴Borok Geophysical Observatory, Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Borok, Yaroslavl oblast, 152742 Russia

Quartz and feldspars in the surface layer on shear cracks of gneiss and granite are replaced with Montmorillonite or Glauconite.

НАНОСЕКУНДНАЯ ДИНАМИКА ТРАНСФОРМАЦИИ СТРУКТУРЫ ПОВЕРХНОСТНЫХ СЛОЕВ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ТРЕНИИ

¹**Веттегрень В.И.**, ²**Соболев Г.А.**, ²**Пономарев А.В.**, ¹**Щербаков И.П.**, ¹**Мамалимов Р.И.**, ¹**Кулик В. Б.**, ²**Майбук З.-Ю. Я.**

¹Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, Санкт-Петербург, Россия, Victor.Vettegren@mail.ioffe.ru;

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Неустойчивость движения блоков земной коры может быть вызвана образованием между ними промежуточных слоев с низким сопротивлением сдвигу [Byerlee, 1978]. Экспериментальные исследования строения поверхностей горных пород после скольжения, были начаты нами в [Соболев и др, 2012; 2015^{а,б}, 2016; Веттегрень и др. 2017^{а,б}]. Используя методы инфракрасной, Рамановской и фотолюминесцентной спектроскопии, авторы установили, что процесс скольжения вызывает появление на поверхности нового минерала с низким коэффициентом трения. Было предположено, что это явление вызвано разрывами химических связей в кристаллических решетках минералов и образованием свободных радикалов. Радикалы могут инициировать химические реакции, приводящие к изменению химического строения породы в зоне трения и образованию в граничных слоях минералов с низким коэффициентом трения.

Свободные радикалы часто образуются в возбужденном состоянии. При релаксации возбуждения выделяется энергия в виде излучения в видимой области спектра – люминесценции. Люминесценция при трении рифейского песчаника действительно наблюдалась нами в [Веттегрень и др. 2017^{б,г}].

В данной работе изложены результаты исследований динамики накопления свободных радикалов и микротрещин с наносекундным временным разрешением, а также структуры поверхностных слоев рифейского песчаника, базальта, кварцевого диорита и гранита при трении. Для решения задачи были создана установка, состоящая из вращающегося диска и стержня, вырезанных из упомянутых пород.

Оказалось [Веттегрень и др. 2017^{б,г}], что при прижатии стержня к вращающемуся диску возникала люминесценция. Ее спектры регистрировали оптоволоконным спектрометром AvaSpecULSi2048L-USB2 OE. Их анализ показал, что люминесценция возникает при релаксации электронного возбуждения свободных радикалов $\equiv\text{Si}-\text{O}\bullet$, ион - радикалов $=\text{Fe}^{3+}$ и при захвате электронов ловушками. Радикалы, ионы и ловушки образуются при «разрывах» межатомных связей и образовании микротрещин в кристаллических решетках кварца и полевых шпатов.

Временная зависимость люминесценции представляет собой набор вспышек. Каждая вспышка соответствует рождению микротрещины [Веттегрень и др. 2017^{Б,Г}]. Временной интервал между моментами образования микротрещин варьирует от 1 до 50 мкс. Время их образования, в зависимости от минерала, составляет 20 - 100 нс, а размеры – изменяются от 1 до ~ 100 мкм.

Образование микротрещин ведет к разрушению поверхностного слоя на фрагменты, которые вылетают из зоны трения в виде порошка. Линейные размеры частиц порошка заключены в пределах от ~ 1 до 30 мкм. В результате трения на поверхности образцов образуются новые минералы, имеющие низкий коэффициент трения, а именно, на поверхности диорита образуется иллит, рифейского песчаника и базальта – монтмориллонит [Веттегрень, 2017^{а,б}], а гранита – глауконит.

Выводы. При трении рифейского песчаника, базальта, кварцевого диорита и гранита разрываются межатомные связи в кристаллических решетках кварца и полевого шпата. В результате образуются свободные радикалы, ион - радикалы и ловушки электронов. Они располагаются на берегах микротрещин. Время образования микротрещин варьирует, в зависимости от минерала, от 20 до 100 нс, а их размеры - от ~ 1 до ~ 100 мкм. В результате трения на поверхности исследованных образцов образуются слои глинистых минералов с низким коэффициентом трения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 16-05-00137).

Литература

- [1]. Соболев Г. А., Кирееенкова С. М., Морозов Ю. А., Смульская 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]. ^аСоболев 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]. ^бСоболев Г. А., Веттегрень В. И., Кирееенкова С. М., Смульская А. И., Мамалимов Р. И., Кулик В. Б. Исследование нанокристаллов зеркала скольжения из сейсмодислокации. // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 2. С. 5 - 14.
- [4]. Соболев Г. А., Веттегрень В. И., Кирееенкова С. М., Кулик В. Б., Мамалимов Р. И., Морозов Ю. А., Смульская А. И., Щербаков И. П. Нанокристаллы в горных породах. М.: ГЕОС. 2016. 102 с.

- [5]. ^aВеттегрень В. И., Пономарев А. В., Соболев Г. А., Щербаков И. П., Мамалимов Р. И., Кулик В. Б., Патонин А. В. Изменение строения поверхности гетерогенного нанокристаллического тела (песчаника) при трении. // Физика твердого тела. 2017. Т. 59. С. 569 - 574.
- [6]. ^bВеттегрень В. И., Пономарев А. В., Arora K., Мамалимов Р. И., Щербаков И. П., Патонин А. В. Изменение строения поверхностного слоя гетерогенного твердого тела (гнейса) при сдвиге. // Физика твердого тела. 2017. Т. 59. С. 1319 - 1322.
- [7]. ^bВеттегрень В. И., Соболев Г. А., Пономарев А. В., Щербаков И. П., Мамалимов Р. И. Наносекундная динамика разрушения поверхностного слоя гетерогенного нанокристаллического тела (песчаника) при трении. // Физика твердого тела. 2017. Т. 59. С. 931 - 934.
- [8]. ^rВеттегрень В. И., Пономарев А. В., Щербаков И. П., Мамалимов Р. И. Влияние структуры гетерогенного нанокристаллического тела (песчаника) на динамику накопления микротрещин при трении. // Физика твердого тела. 2017. Т. 59. С. 1557 - 1560.
- [9]. Byerlee J.D. Friction of rocks. // Pageoph. 1978. V. 116. P. 615 – 626.

NANOSECOND DYNAMICS STRUCTURE TRANSFORMATION OF ROCKS SURFACE LAYERS AT FRICTION

¹**Vettegren V.I.**, ²**Sobolev G.A.**, ²**Ponomarev A.V.**, ¹**Shcherbakov I.P.**,
¹**Mamalimov R.I.**, ³**Patonin A.V.**, ²**Maibuk Z.-Yu.Ya.**

¹Ioffe Institute RAS, Saint Petersburg, Russia,

Victor.Vettegren@mail.ioffe.ru;

²Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

Si-O-Si and Si-O-Fe bonds in the crystal lattices of quartz and feldspars are broken at friction of Riphean sandstone, basalt, granite and diorite. As a result, free radicals, ion-radicals and electron traps are formed of micro cracks surfaces. Dimensions of micro cracks are ~ 10 - ~ 100 μm. Time of their formation varies from 20 to 100 μs. As a result of friction, layers of new minerals with a low coefficient of friction are formed on the surface on the samples studied.

МИКРОЗОНДОВЫЙ И ЛАЗЕРНО-АБЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗЫ
ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ НА ГИДРОГЕННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УРАНА

**Винокуров С.Ф., Петров В.А., Борисовский С.Е., Нестерова М.В.,
Абрамова В.А.**

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, nestmv@igem.ru

Важное генетическое значение эпигенетические минералы приобретают на гидрогенных урановых месторождениях различного типа, где их наличие является прямым показателем развития зон грунтового и/или пластового окисления

Изучалась зона контакта гидрогетита и сидерита, который имеет два отчетливо выраженных типа. Первый из них, характерный для верхней и правой части жеоды, представляет собой непосредственное нарастание сидерита на краевую светлую зонку 1 без заметного изменения контактирующих минералов (рис.1а).

Во втором типе, развитом в левой части жеоды (рис.1б), наблюдается значительное приконтактовое изменение минералов шириной от 20 до 100 мкм, в которой выделяется 3 зонки, различающиеся по структуре и составу. Первая из них, зонка 2, непосредственно примыкающая к краевой ритмично-полосчатой зонке 1, сложена гидрогетитом серым с многочисленными мельчайшими светлыми фрагментами (рис. 2а).

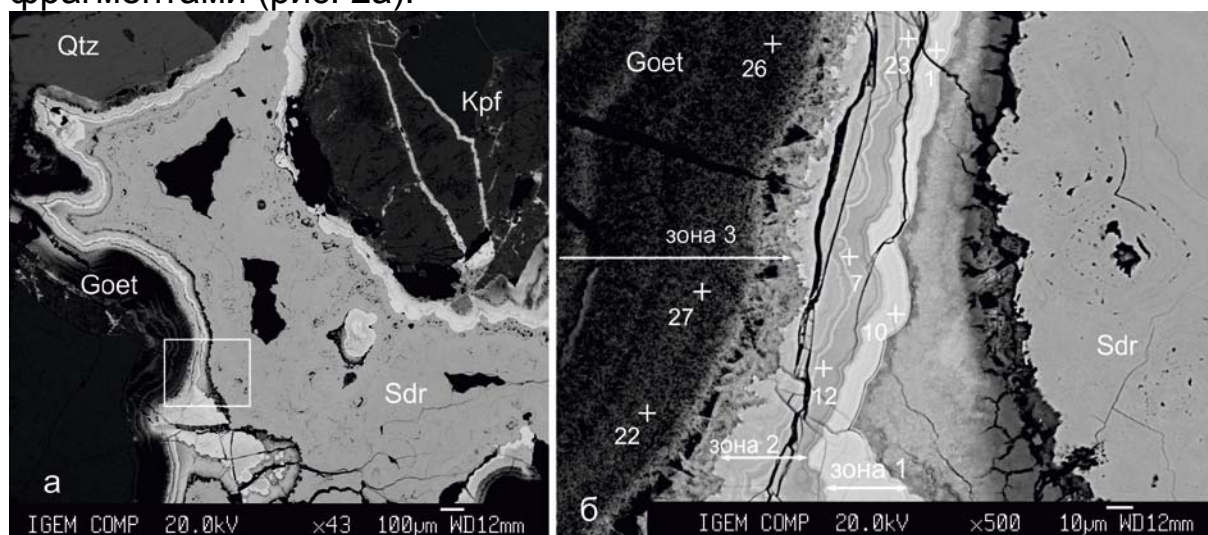


Рис. 1. Изображение в отраженных электронах. а – гидрогетит-сидеритовая жеода, выполненная фестончатым ритмично-зональным гидрогетитом (светло-серое) по периферии и сидеритом (серое) в центре; б – фрагмент участка с зональным фестончатым гидрогетитом от светло-серого (зона 1) до темно-серого пористого (зона 3); цифры – номера замеров (табл. 1).

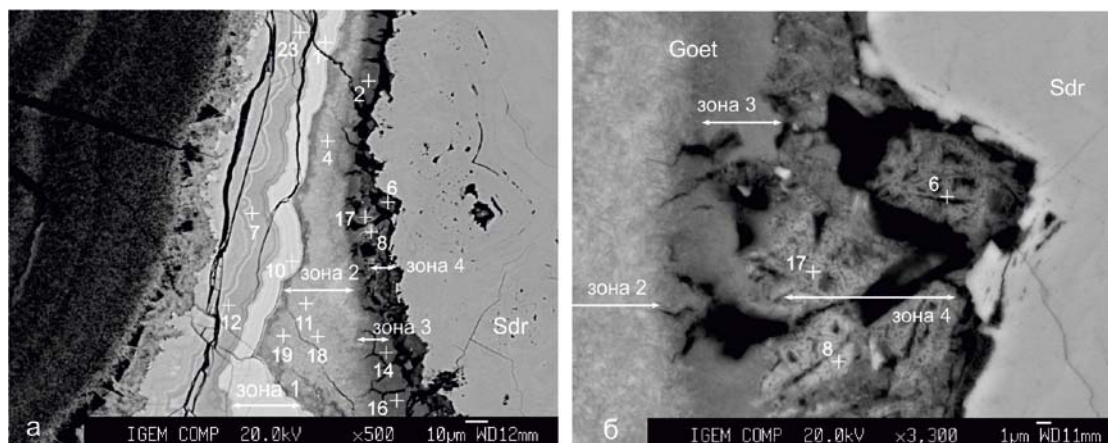


Рис. 2. Изображение в отраженных электронах. а – контакт гидрогетита и сидерита с зональным строением гидрогетита от светло-серого (зона 1) до темно-серого структурного (зона 4); б – увеличенное изображение структурного гидрогетита зоны 4; цифры – номера замеров (табл. 1).

Состав ее практически аналогичен составу гидрогетита 1 зонки (табл. 1). Средняя, сравнительно однородная серая зонка 3 отличается более существенным уменьшением содержания большинства компонентов и соответственно суммы окислов (в среднем 60.27 масс.%). Зонка 4, непосредственно примыкающая к сидериту и сложенная преимущественно серым гидрогетитом, выделена по наличию ячеистой структуры (рис. 2б). В целом ее состав близок к составу зонки 3, но крайне неоднороден. В этой зонке присутствуют как разности, сравнительно обогащенные в 2–4 раза SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O , так и с пониженными содержаниями железа до 40–45 масс.%.

Таблица 1. Диапазон и средние содержания макро- и микрокомпонентов в гидрогетитах нарушенной контактной зоны.

Содержание окислов элементов, масс.%											
	SiO_2	Na_2O	CaO	FeO	Al_2O_3	MgO	Cl	MnO	P_2O_5	K_2O	Сумма
1 зона, номер замера: 1, 7, 10, 12, 23											
диапа- зон	7.07– 7.72	0.10– 0.27	0.39– 0.57	61.86– 71.38	3.17– 3.59	0.19– 0.22	0.01– 0.17	0.13– 0.17	1.69– 1.84	0.03– 0.08	75.68– 84.90
сред- нее	7.38	0.20	0.46	67.05	3.36	0.21	0.09	0.15	1.78	0.05	80.93
2 зона, номер замера: 3, 4, 5, 11, 18, 19, 20											
диапа- зон	5.47– 6.47	0.07– 0.22	0.38– 0.43	59.32– 65.25	2.77– 3.41	0.21– 0.29	0.07– 0.22	0.11– 0.28	2.03– 2.28	0.03– 0.05	71.20– 77.71
сред- нее	6.01	0.15	0.41	63.04	3.09	0.24	0.15	0.16	2.19	0.04	75.70
3 зона, номер замера: 2, 14, 15, 16											
диапа- зон	4.35– 4.64	0.09– 0.18	0.34– 0.40	49.38– 50.91	2.30– 2.46	0.21– 0.26	0.18– 0.30	0.02– 0.14	1.80– 2.05	0.01– 0.09	59.40– 60.77
сред- нее	4.49	0.13	0.36	50.08	2.35	0.23	0.22	0.08	1.91	0.05	60.14
4 зона, номер замера: 6, 8, 9, 13, 17											
диапа- зон	5.72– 14.22	0.11– 0.62	0.34– 0.45	39.74– 58.77	2.55– 4.84	0.21– 0.34	0.22– 0.30	0.11– 0.20	1.43– 2.15	0.08– 0.64	56.10– 71.51
сред- нее	9.20	0.32	0.41	48.42	3.47	0.27	0.28	0.15	1.61	0.29	64.52

По участку контакта гидроксидов железа и сидерита проведено площадное измерение содержаний ряда элементов (рис. 3), что позволило выявить особенности их распределения. Прежде всего, это относится к Mn, который крайне неравномерно распространен в сидерите и представлен двумя разностями: фестончатый (ранний) и радиально-лучистый. Первая из них выделяется в 2 раза большими содержаниями MnO – 6.8 масс. %. При этом Mn обогащены периферийные части отдельных кристаллов вплоть до образования соответствующих по составу манганосидериту. Другой особенностью является относительное обогащение Mg узкой самой краевой части сидерита в зоне нарушенного контакта, которая хорошо прослеживается по содержанию Ca. Наконец, в зоне контакта (со стороны гидрогетита) наблюдаются довольно высокие концентрации Si и Al.

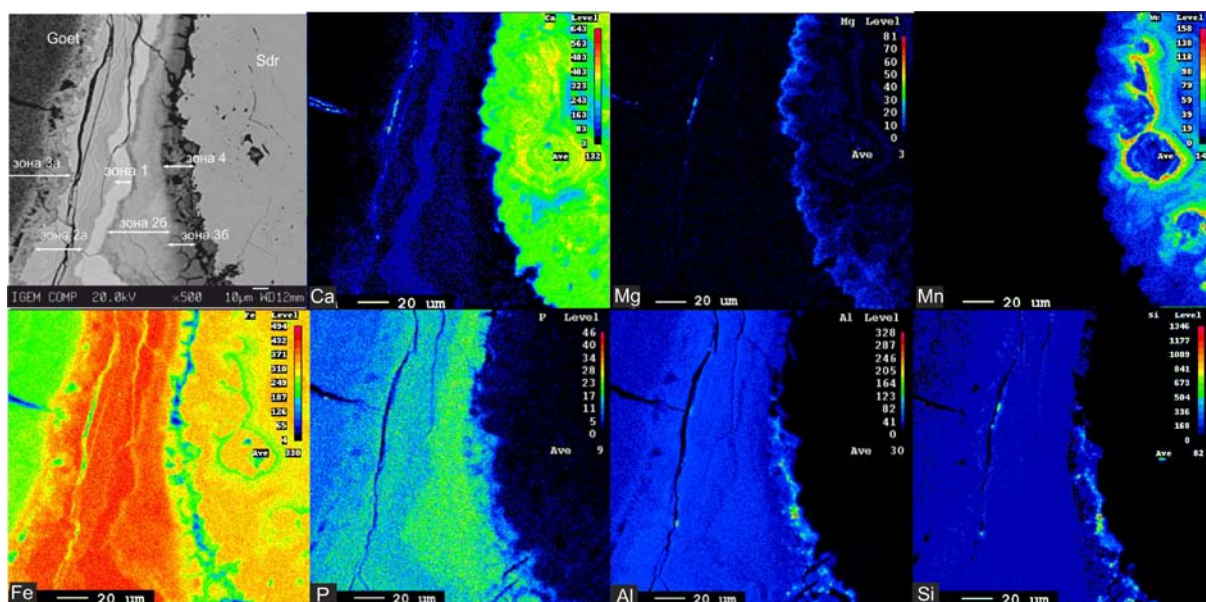


Рис.3. Площадные замеры уровней интенсивности ряда элементов в участке нарушенного контакта гидрогетита с сидеритом.

По этому же участку сделан замер большинства элементов методом LA-ICP-MS по 10 точкам и 2 профилям в гидроксидах железа, по 3 точкам и 3 профилям в сидерите. Сразу необходимо отметить, что точечные определения в среднем совпадают с профильными (табл. 2).

Полученные данные показывают, что по средним содержаниям основных, рассеянных и редких элементов гидроксиды железа в 4 и более раз превышают сидериты. Исключение составляют РЗЭ, (включая Sc и Y), Mn и Ca, которые в 2 и более раз увеличены по сравнению с гидроксидами железа (табл. 2). При этом возрастание суммы лантаноидов (ΣLn) происходит за счет увеличения содержания средних и тяжелых лантаноидов, о чем свидетельствуют величины иттриевого показателя (ИП) и La/Yb, которые уменьшаются

почти в 3 раза до 0.21 и 0.75 по сравнению с ИП=0.72 и La/Yb=2.0 в гидроксидах железа.

Таблица 2. Диапазон и средние содержания элементов (г/т) в гидроксидах и карбонатах железа по данным LA-ICP-MS.

Минералы	Тип измерений / Кол-во замеров	Средние содержания элементов и диапазон их колебаний в (г/т)								
		ΣLn	ИП*	Y	Sc	Mn	U	Th	Al	K
Гидроксиды железа	Точечный/10	40–109	0.38–1.42	26–75	20–40	1790–10500	6.3–20.1	0.18–2.40	29300–44100	150–1300
	среднее	75	0.72	52	28	3724	11.5	1.28	37160	435
	Профиль/2	51–76	0.64–0.81	43–49	22–28	2020–4610	8.4–12.7	0.79–1.31	22800–29800	254–560
	среднее	64	0.72	46	25	3310	10.0	1.05	26300	407
Сидериты	Точечный/3	140–163	0.11–0.27	175–271	31–116	15800–55300	5.0–5.6	0.28–0.55	1280–1680	7–37
	среднее	153	0.21	212	60	30700	5.3	0.42	1447	20
	Профиль/3	138–157	0.16–0.28	176–202	31–88	19600–48200	5.2–6.7	0.30–0.68	1370–1620	17–34
	среднее	151	0.22	189	52	29700	5.7	0.52	1502	24

* – иттриевый показатель: $\text{ИП} = (\text{Ln} + \text{Yb}/\text{Y})$

В результате проведенных исследований установлен преимущественно гелевидный облик выделений гидроксидов железа, имеющих близкий макро- и микрокомпонентный состав. Специфика его заключается в постоянном присутствии значительных содержаний SiO_2 и меньших Al_2O_3 , а также часто P_2O_5 , которые чрезвычайно тонко и равномерно диспергированы в массе гидрогетита. По данным д.г.-м.н. Б.А.Богатырева (личное сообщение) гетиты в бокситах Сангареди (Гвинея) и гетиты окисления хромитовых руд Сукинда (Индия), образованные в зоне гипергенеза при инфильтрации холодных метеорных вод, характеризуются простым составом и практическим отсутствием кремнеза (SiO_2 менее 0.1%). Некоторое исключение составляет псевдоморфный гетит по магнетиту Соколовско-Сорбаевского месторождения (Казахстан), содержащий до 3.0% SiO_2 . По сведениям многих исследователей, магнетиты различных типов гидротермальных месторождений, образованных в условиях как низких, так и высоких температур, содержат от 2.0 до 6.5 масс.% SiO_2 [Shcheka et al., 1977; Амиржаков, 2000; Huberty et al., 2012; Xu et al., 2014].

Это хорошо согласуется с экспериментальными и расчетными данными по растворимости SiO_2 в различных кислотнo-щелочных и температурных условиях и натурными исследованиями поведения SiO_2 в природных водах. По экспериментальным данным [Okamoto et al., 1957], содержание SiO_2 в воде при комнатной температуре составляет порядка 120 мг/л и практически не меняется в интервале значений pH от 6.5 до 9.5, но существенно увеличивается (в 4 раза)

при температурах до 90°C. По данным термохимических и термодинамических расчетов, растворимость гелевидного SiO_2 в воде при температуре 25°C имеет аналогичную величину (110 мг/л), а кварца при тех же условиях более низкую 7.2-14.0 мг/л, и также не зависит от pH до значений 9.5. Повышение температуры воды с 15 до 100°C приводит к увеличению растворимости кварца на величину более порядка [Смит, 1968; Айлер, 1982]. Н.М.Страхов [1962], констатирует очень низкие содержания окиси кремнезема (10-15 мг/л) во всех природных водах гумидных зон, что связано с очень медленным процессом растворения кварца, выветривания силикатов, алюмосиликатов и исключает возможность химического осаждения его в этих условиях.

Проведенные микрозондовые и лазерно-абляционные исследования гидрогетитов и сидеритов позволили сделать ряд заключений:

1. В изученных гидрогетитах осаждения Витимского района установлены значительно повышенные содержания SiO_2 и относительно меньшие Al_2O_3 , P_2O_5 , которые имеют равномерное тонкодисперсное распределение. Наоборот, в гетитах кор выветривания (бокситов) и зон окисления хромитовых руд отсутствуют значимые концентрации SiO_2 .

2. В соответствии с данными экспериментальных, расчетных и натурных исследований доминирующим фактором, определяющим степень растворимости SiO_2 в природных водах, является температура. В рассматриваемых условиях значительное содержание кремнезема в гидроксидах железа осаждения, наиболее вероятно, было связано с повышенной температурой углекислых растворов до 90°C и может служить критерием для разделения гидроксидов железа окисления и осаждения.

3. По данным лазерного анализа, сидериты отличаются высокими концентрациями РЗЭ при преобладании средних-тяжелых лантаноидов и иттрия, что позволяет рассматривать их образование в качестве одного из источников повышенного содержания РЗЭ в урановых рудах.

Авторы выражают благодарность сотрудникам Лаборатории Радиогеологии и радиогеоэкологии ИГЕМ РАН Б.Т.Кочкину и Н.Н.Тарасову за предоставление шлифа для исследований.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме: "Разработка геолого-генетических моделей формирования месторождений урана для решения проблемы топливного обеспечения атомной энергетики".

Литература

1. Айлер Р. Химия кремнезема: растворимость, полимеризация, коллоидные и поверхностные свойства, биохимия. М.: Мир. 1982. 416 с.
2. Амиржаков А.А. Обогащенные Si, Ca, Al и Mg магнетиты из железорудных месторождений Ангарской провинции // Записки ВМО. 2000. № 1. С. 65-75.
3. Смит Ф.Г. Физическая геохимия. М.: Недра. 1968. 474 с.
4. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Том 2. М.: Изд. АН СССР. 1962. 574 с.
5. Huberty J.M., Konishi H., Heck P.R., Fournelle J.H., Volley J.W., Xu H. Silician magnetite from the Dales Gorge Member of the Brockman iron formation, Hamersley Group, Westert Australia // American Mineralogist. 2012. Vol. 97. P. 26-37.
6. Okamoto G., Okura T., Goto K. Properties of silica in water // Geoch. et Cosmoch. Acta. 1957. № 1/2.
7. Shcheka S.A., Romanenko I.M., Chubarov V.M. Silica-bearing magnetites // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. 63. P. 103-111.
8. Xu H., Shen Z., Konishi H. Si-magnetite nano-precipitates in silica magnetite from banded iron formation: Z-contrast imaging and ab initio study // American Mineralogist. 2014. Vol. 99. P. 2196-2202.

ANALYSIS OF EPIGENETIC MINERALS FROM HYDROGENIC URANIUM DEPOSITS BY MICROPROBE AND LASER-ABLATION METHODS

Vinokurov S.F., Petrov V.A., Borisovskiy S.E., Nesterova M.V., Abramova B.A.

Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry of RAS (IGEM) RAS, Moscow, nestmv@igem.ru

Microprobe analysis of the of iron hydroxides revealed high content of SiO₂ (average 7.5 wt.%). This allows us to use the content of SiO₂ for separation of the hydroxides of deposition and oxidation. The solubility of SiO₂ in water increases in order of magnitude with rise of temperature to 90°C. In supergene conditions hetites of oxidation usually contain less than 0.1 wt.% of SiO₂. Data of LA-ISP-MS method showed that siderite has high REE concentrations (average 410 g/t) with the predominance of medium – heavy lanthanides and yttrium. The presence of epigenetic siderite is one of the reasons of increased REEs contents in the U ores.

ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУРЫ ЗАКРЫТИЯ U-Th-Pb ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ ЦИРКОНА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВОЗРАСТА ПРИ ЛОКАЛЬНОМ РАДИОИЗОТОПНОМ ДАТИРОВАНИИ

Герасимов В.Ю.

Минмузей РАН, Геологический институт (ГИН) РАН, Москва,
gera-igem2008@yandex.ru

Интерпретация возраста при радиоизотопном датировании связано с понятием температуры закрытия системы [Dodson, 1973]. По экспериментальным данным о диффузии свинца в структуре циркона можно оценить температуру закрытия U-Th-Pb изотопной системы минерала. Для этого была рассчитана T - s - a диаграмма (температура закрытия T_c , скорость охлаждения s , размер кристалла a (эффективного радиуса), с использованием экспериментальных данных [Lee et al., 1997] и формализма Додсона [Dodson, 1973]. Температура закрытия изотопной системы циркона, в этом случае рассматривается, как функция скорости охлаждения метаморфической системы и размера кристалла сенсора (рис.1).

Диаграмма специально рассчитана в широком диапазоне значений скоростей охлаждения (0,1-10000°C/Ma), поскольку этот независимой параметр в различных геологических процессах варьирует в широких пределах. На практике скорость охлаждения – s можно определить из петрологических данных [Герасимов, 1992; Герасимов и др., 1995; Герасимов и др., 2004] или непосредственно из радиоизотопных исследований [Berger&York, 1981; Герасимов, 2015].

Показано, что изолинии постоянного размера кристалла могут быть аппроксимированы степенными функциями (рис.1), а уменьшение скорости охлаждения на четыре порядка приводит к уменьшению температур закрытия для циркона примерно на 150-200°C. При увеличении радиуса зерна на один порядок температура закрытия, наоборот, увеличивается примерно на 100°C.

Если температура процесса была заведомо ниже модельной температуры закрытия, то велика вероятность сохранения первичной ростовой зональности циркона при любых сценариях температурной эволюции процесса. Изотопная система цирконов остается закрытой и наследует древнюю возрастную компоненту.

Практически это означает, что в большинстве метаморфических комплексах с температурами ниже 800°C, крупные кристаллы циркона (>100 мкм) должны сохранять ростовую зональность. Однако перекристаллизация циркона при взаимодействии с расплавом или флюидом часто приводит к регенерации обломков зерен, к росту более совершенных кристаллов. Внешние зоны роста

таких кристаллов несут информацию о последнем эндогенном процессе, а ядра наследуют древнюю компоненту. Поэтому, для расшифровки возраста зональных цирконов особенно важно использовать технологию локального датирования SHRIMP.

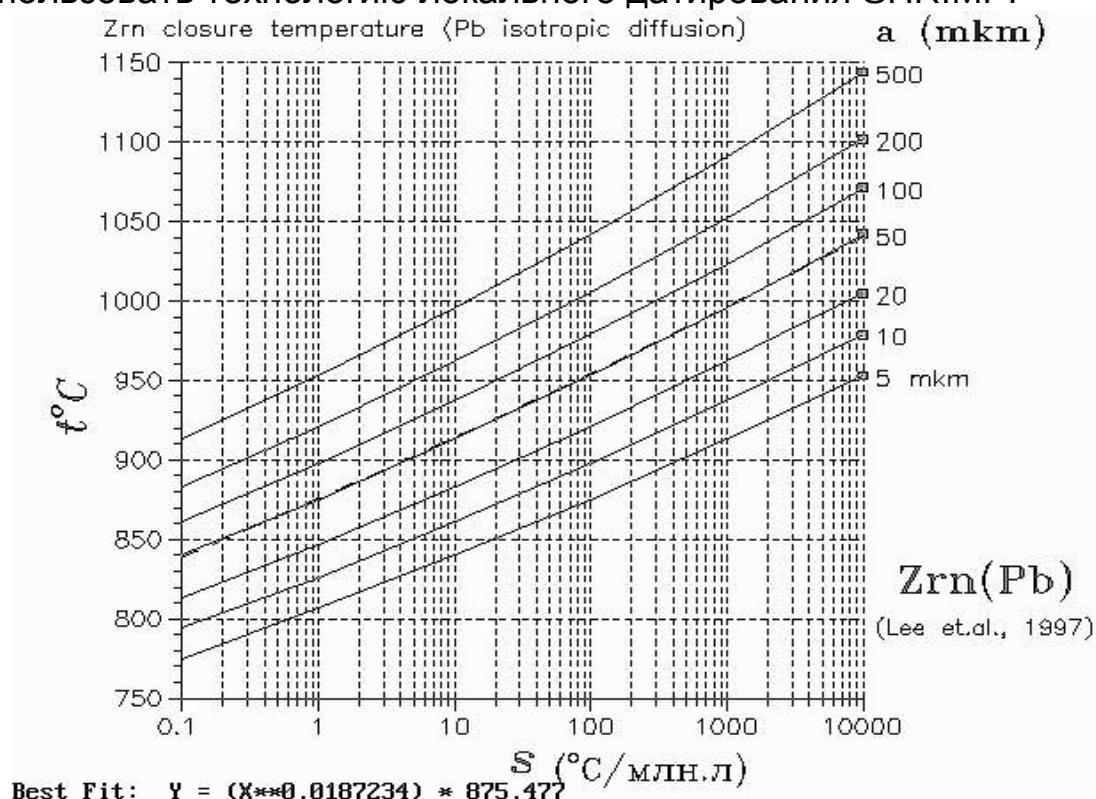


Рис. 1 Диаграмма зависимости температуры закрытия (T_c) U-Th-Pb изотопной системы циркона (Zrn) от величины скорости охлаждения (s) и размера кристалла (эффективного радиуса – a).

Для уточнения возраста пород кристаллического фундамента Большого Кавказа были проведены исследования цирконов на ионном зонде в ЦИИ ВСЕГЕИ. Для датирования были выбраны метакристаллиты долины Адылсу. В этих породах хорошо сохранилась первично магматическая структура, но одновременно они имеют характерную полосчатую, - “флюидальную” текстуру метаморфического генезиса. Эти породы хорошо изучены и частично датированы. Термодинамические параметры регионального метаморфизма этой зоны оцениваются в пределах $T=650-720^\circ\text{C}$ по температуре и $P=3-5$ кбар по давлению [Шенгелиа, Кориковский и др., 1991]. Оценка скорости охлаждения комплекса на регрессивной стадии метаморфизма составляет первые градусы за миллион лет [Герасимов и др., 2004]. Для цирконов из ортогнейсов Адылсу были получены изотопные датировки по U-Pb методу, - 400 Ма [Бибикова и др., 1991], а по Pb-Pb методу, - 500 Ма [Ханель и др., 1993], которые интерпретировались, как возраст метаморфизма.

Однако электронно-зондовые исследования в комбинации с катодолюминесценцией показывают, что даже оптически прозрачные кристаллы циркона из этих пород имеют древние кластогенные ядра. Внешние зоны кристаллов имеют сложную осциллирующую ростовую зональность. Она характерна для всего кластера исследованных зерен циркона магматического генезиса. Удлиненные восьмигранные призмы циркона имеют четкие грани и ребра, их пирамидальные вершины хорошо сформированы и не имеют признаков растворения.

По краевым частям зерен циркона из ортогнейсов Адырсу были получен устойчивый кластер датировок в области 460 Ма. Возраст одного из кластогенных ядер находится на уровне около 680 Ма. Примесь вещества таких древних ядер при обычном изотопном датировании приводит к появлению дискордантных датировок и построению «ложных» дискордий, которые не имеют прямого отношения к диффузионным потерям свинца. Из анализа анализа Т-*s*-а диаграммы (рис.1) следует, что в условиях амфиболитовой фации метаморфизма U-Th-Pb изотопная система первично магматических цирконов из метагранодиоритов Адылсу оставалась закрытой на протяжении всего метаморфического цикла. Значит, полученная датировка в 460 Ма отражает только возраст инициального магматизма, который в ордовикское время предшествовал пику палеозойского регионального метаморфизма на Кавказе.

Работа выполнена при поддержке МПР РФ, ФГУП “ВСЕГЕИ”, ФГУПП “Кавказгеолсъемка” и проекта SCOPES (SNF: IZ73Z0_152392)

Литература

1. Бибикова Е.В., Сомин М.Л., и др. U-Pb возраст ортогнейсов Главного Кавказского хребта. // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1991. №9. С.23-34.
2. Герасимов В.Ю., Температурная эволюция метаморфизма и обратимость минеральных равновесий. М.:Наука, 1992. 129 с.
3. Герасимов В.Ю., Савко К.А. Геоспидометрия и температурная эволюция гранат-кордиеритовых метapelитов Воронежского кристаллического массива // М.:Наука, 1995. Петрология 6, с. 563-577.
4. Герасимов В.Ю., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Письменный А.Н. Термохронологическое моделирование возраста метаморфизма андалузитовых сланцев Кавказа \\\ Тезисы докладов XVII Симпозиума по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова: Москва, ГЕОХИ, 2004 . с.61-62.

5. Герасимов В.Ю. Оценка скорости охлаждения системы при радиоизотопном датировании // Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург, ИГГД РАН. – СПб: Sprinter, 2015, С. 60-62.
6. Ханель М, Липпольт Х.И., и др. О раннепалеозойском возрасте метатриоритов в зоне Главного хребта Большого Кавказа // Петрология. 1993. том 1. №5. С. 487-498.
7. Шенгелиа Д.М., Кориковский С.П. и др., Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.: Наука, 1991. 232 с.
8. Berger G.W. and York D. Geothermometry from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating experiments // Geochim. Cosmochim. Acta, 1981, V. 45, P. 795-811.
9. Dodson M.H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // Contrib. Mineral. and Petrol. 1973. Vol.40, N3. P. 259-274.
10. Lee et al., Pb, U and Th diffusion in natural zircon // Nature. 1997. V. 390. P. 159-162.

THE ESTIMATION OF THE ZIRCON CLOSURE TEMPERATURE AND INTERPRETATION OF SHRIMP DATING OF THE GREATER CAUCASUS METAGRANITIC ROCKS

Gerasimov V.Yu.

Mineralogical museum RAS, Geological Institute RAS, Moscow,
gera-igem2008@yandex.ru

Using an experimental data of **Pb** diffusion in the zircon the **T-s-a** diagram was developed to determine the closure temperature (T_0) of the isotope system as a function of the rate of cooling (**s**) and dimension of the crystals (**a**). It was shown that thermochronological approach with analysis of T-s-a diagrams of the isotope sensors and the techniques of the local isotope dating could be successful use for the proper interpretation of the evolution of the geological events. The age of the zircons 460 Ma from the Caucasus metagranitic rocks corresponds to the stage of the initial magmatic activities before the thermal peak of the Paleozoic regional metamorphism.

ФАЗОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ ФЛЮИДСОДЕРЖАЩЕГО
ПЕРИДОТИТА ПРИ ДОКРИТИЧЕСКИХ И СВЕРХКРИТИЧЕСКИХ
ДАВЛЕНИЯХ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)

Горбачев Н.С., Костюк А.В., Султанов Д.М.

Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ) РАН,
Черноголовка, gor@iem.ac.ru

Флюиды оказывают эффективное влияние на фазовые соотношения, геохимию и плавление мантии. В зависимости от давления силикатные флюидсодержащие системы могут находиться в докритических и сверхкритических условиях. Существование критических соотношений обусловлено высокой взаимной растворимостью флюида в силикатном расплаве и силикатов во флюиде с увеличением давления. При критических Р-Т составы расплава и флюида одинаковы, при сверхкритических Р-Т наблюдается полная смесимость между ними, а во второй конечной критической точке – между субсолидусными фазами, расплавом и флюидом.

Критические соотношения экспериментально изучены в простых водосодержащих силикатных системах мономинерального (SiO_2 , альбит, нефелин, жадеит) и гранитного составов. В этих системах P_k и T_k лежат в интервале $P=0.7\text{--}2.3$ ГПа, $T=550\text{--}1050^\circ\text{C}$, возрастая в последовательности Q, Ne, Ab, Jd, гранит [Bureau, Kerpler, 1999]. В флюидсодержащих системах основного и ультраосновного состава основное внимание уделялось определению Р-Т второй конечной критической точки, которые, в зависимости от состава системы и метода их определения, варьируют в широких пределах, от 15 ГПа в системе перидотит+ H_2O + CO_2 [Willy, Rhybchikov, 2000], 12-13 ГПа в системе Fo-En- H_2O [Stalder et al., 2001], 5-6 ГПа в системе базальт (эклогит) + H_2O [Kessel et al., 2005], до 3.8-4 ГПа в системе перидотит+базальт+ H_2O [Горбачев, 2000]. В большинстве экспериментальных работ переход системы в сверхкритическое состояние и критические Р-Т фиксировались или визуально, по гомогенизации ассоциации расплав-флюид на аппаратуре с алмазными наковальнями [Bureau, Kerpler, 1999], или рентгено-спектральным методом [Mibe et al., 2007], без исследования вещества. В некоторых работах использовался закалочный метод, переход до-сверхкритическое состояние фиксировался по составу закалочного водосодержащего стекла и флюида в алмазных ловушках [Kessel et al., 2005], а также по особенностям текстуры и фазового состава экспериментальных образцов при изменении Р-Т [Горбачев, 2000]. Ниже главные особенности текстуры и фазовых соотношений, характерных для до и сверхкритических Р-Т,

рассмотрены по данным экспериментального изучения частичного плавления флюдсодержащей перидотит-базальтовой системы в интервале $T=1100-1400^{\circ}\text{C}$, $P=1.5-4$ ГПа.

Эксперименты проводились в ИЭМ РАН на твердофазовой аппаратуре типа ЦП и НЛ. Использовалась методика прямого плавления исходного перидотита в Au и насыщенных железом Pt ампулах и многоампульная методика с Pt-перидотитовой ампулами. Источником флюида служили водосодержащие базальтовые стекла, дистиллированная H_2O , $\text{H}_2\text{C}_2\text{O}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, $(\text{K},\text{Na})_2\text{CO}_3$.

Наблюдались существенные различия текстуры и фазовых соотношений экспериментальных образцов при до- и сверхкритических P . Массивная текстура закалочных образцов, наличие в перидотитовой ампуле и в межзерновом пространстве перидотита силикатного стекла, цементирующего Ol, Орх, $\pm$ Срх - минералы рестита перидотита, образование в стекле закалочных фаз, продуктов закалки несмесимых расплавов (сульфидных, карбонатных), реакционных минералов – вот главные признаки, характерные для докритических давлений, наблюдаемые при частичном плавлении перидотита с H_2O флюидом при $P \leq 2.5$ ГПа, $T \leq 1450^{\circ}\text{C}$, а с $\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$ флюидом – во всем изученном интервале P - T .

При $P = 4$ ГПа, $T = 1400^{\circ}\text{C}$ в системе перидотит-базальт- H_2O в экспериментах с использованием методики перидотитовой ампулы при $P = 4$ ГПа, $T = 1400^{\circ}\text{C}$ наблюдалась полная дезинтеграция экспериментального образца, представленного рыхлым материалом, состоящим из смеси микролитов силикатных минералов, оксидов и их сростков игольчатой, дендритовой формы, глобулей Al-Si стекла, сульфидов. Эти особенности текстуры и фазового состава свидетельствуют о том, что $P = 4$ ГПа, $T = 1400^{\circ}\text{C}$ близки к P - T второй конечной критической точки для этой системы [Горбачев, 2000].

При частичном плавлении флюид-содержащего перидотита в области субликвидуса критические P - T могут достигаться между силикатным расплавом и флюидом, силикатным и карбонатным расплавами. При $P = 4$ ГПа критические соотношения силикатный расплав–флюид наблюдались в экспериментах с Pt-перидотитовой ампулами в системах перидотит-базальт-щелочно-водно-карбонатный флюид при $T=1400^{\circ}\text{C}$, между силикатным и карбонатными расплавами - в системе перидотит-карбонаты Na и K при $T=1250^{\circ}\text{C}$. В системе перидотит- H_2O критические соотношения силикатный расплав-водный флюид наблюдались при малых степенях частичного плавления перидотита ($T=1100-1200^{\circ}\text{C}$). Отсутствие межзернового расплава приводило к дезинтеграции

образца, при взаимодействии надкритического флюидорасплава с реликтовыми минералами перидотита формировались закалочные «брекчии» с характерной «галечной» текстурой. Образцы состояли из Ol, Орх, Срх рестита, обрастающих гранатом Grt, клинопироксеном Срх. Закалочные фазы – периклаз, Al-Si стекло.

Таким образом, тестом перехода системы из докритического в сверхкритическое состояние является отсутствие силикатного стекла, главного признака частичного плавления, дезинтеграция, аномальный фазовый состав и текстура образцов, растворение реликтовых минералов перидотита, образование вокруг них реакционных кайм, закалочных фаз. Реакционные соотношения между минералами перидотита и новообразованными минералами, их парагенезисы и обогащение микроэлементами свидетельствует о высокой реакционной способности надкритических флюидорасплавов. Состав сверхкритических флюидорасплавов зависит от соотношения силикатной и флюидной компонент. Можно ожидать, что при промежуточных составах в сверхкритических флюидорасплавах существуют кластеры, свойственные как расплаву, так и флюиду. Двойственная природа сверхкритических флюидорасплавов проявляется в текстуре и фазовом составе экспериментального материала, образующего при закалке сверхкритических флюидорасплавов. Полученные результаты свидетельствуют о том, что в астеносфере, мантийных плюмах могут существовать сверхкритические флюидорасплавы, которые могли играть важную роль в мантийном метасоматозе, плавлении метасоматизированной мантии и формировании щелочных, карбонатитовых и кимберлитовых магм. Ограничение по давлению области существования надкритических флюидорасплавов свидетельствует о существовании вертикальной зональности астеносферы, с до- и надкритическими межзерновыми расплавами. Дезинтеграция вещества сверхкритической флюидсодержащей верхней мантии способствует формированию тектонически ослабленных зон, разломов, которые могут служить путями миграции плюмов сверхкритических флюидорасплавов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 17-05-00930а)

Литература

1. Горбачев Н.С. Надкритическое состояние в водосодержащей мантии (по данным экспериментального изучения флюид-содержащего перидотита при $P=40$ кбар, $T=1400$ C) // ДАН, 2000, Том. 371, № 3, с. 362-365
2. Bureau H. and Keppler H. Complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids in the upper mantle: experimental evidence and geochemical implications // Earth Planet.Sci. Lett. 1999. 165, 187–196
3. Kessel R., Ulmer P., Pettko T., Schmidt M.W., Thompson A.B. The water-basalt system at 4 to 6 GPa: Phase relations and second critical endpoint in a K-free eclogite at 700 to 1400°C // Earth and Planetary Science Letters. 2005. 237. P. 873-892
4. Mibe K., Kanzaki M., Kawamoto T., Matsukage K. N., Fei Y. and Ono S. Second critical endpoint in the peridotite–H₂O system // J. Geophys. Res. 2007. 112, B03201
5. Stalder R., Ulmer P., Thompson A.B., Gunther D. High pressure fluids in the system MgO–SiO₂–H₂O under upper mantle conditions // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V.140. P.607–618
6. Willy P.J., Rhybchikov I.D. Volatile components, magmas, and critical fluids in upwelling mantle // Journal of Petrology. 2000. V.41. P. 1195-1206. DOI: 10.1093/petrology/41.7.1195

PHASE RELATIONS OF FLUID-CONTAINING PERIDOTITE AT UNDERCRITICAL AND SUPERCRITICAL PRESSURES (EXPERIMENTAL DATA)

Gorbachev N.S., Kostyuk A.V., Sultanov D.M.

Institute of Experimental Mineralogy (IEM) RAS, Chernogolovka,
gor@iem.ac.ru

The peridotite-basalt-fluid system was experimentally studied in the interval $T = 1100-1400^{\circ}\text{C}$, $P = 1.5-4$ GPa. The main features of the texture and phase relationships characteristic of under- and supercritical P-T are considered.

ПЛЁНОЧНЫЕ КОНДЕНСАТЫ И ИХ ОБРАЗОВАНИЕ В УСЛОВИЯХ ЗЕМНЫХ И ЛУННЫХ ИМПАКТОВ

Горностаева Т.А., Мохов А.В., Карташов П.М.

ИГЕМ РАН, Москва, tagorn8@mail.ru

При импакте в газовой-плазменном облаке в течение нескольких долей секунды (максимум секунд) плотности паров оказывается достаточно для образования конденсационного окна, во время которого и осаждаются наноразмерные частицы конденсата. В случае гетерогенного зарождения их скорость остывания одинакова и высока вероятность слияния таких центров зарождения, с последующим послойным ростом в течение оставшегося времени конденсации и с образованием плёнок наноразмерной толщины без сохранения глобулярного характера составляющих её элементов.

Плёночные конденсаты впервые были зафиксированы на частицах лунного грунта с помощью методов ПЭМ в виде тончайших (60-200 нм толщиной) стеклянных кайм [Keller, McKay, 1993]. Стоит отметить, что по поводу механизмов образования силикатной плёнки есть несколько гипотез. По одной из теорий её образование возможно в результате воздействия СВ. Частицы реголита, подвергнуты внешнему воздействию Солнца, лёгких ионов солнечного ветра (H, He, C и т.д.) которые имплантируются на глубину нескольких десятков нанометров от их поверхности. При этом происходит аморфизация поверхностного слоя реголита, в результате чего формируются плёночные конденсаты (каймы), которые впервые были найдены в образцах Аполлона [Dran et al., 1970]. Одним из возможных эффектов воздействия СВ является обогащение лёгкими элементами, в том числе и углеродом, что и было зафиксировано в рамках настоящей работы. Однако приверженцами теории солнечного ветра была упущена возможность образования плёночного конденсата непосредственно в результате импакта, хотя теоретические работы [Зельдович, Райзер, 2008] прямо указывают на такую его природу, как на основную. Тем не менее, в других работах этот пробел был восполнен [Keller, McKay, 1993]. Было определено, что состав некоторых из них отличался большим содержанием кремния по сравнению с основной массой силикатов [Keller, McKay, 1993], а не соответствовал составу минералов, как это было бы при аморфизации. Именно на основании высококремниевого состава был сделан вывод об их конденсации из импактно-образованных паров.

В рамках настоящей работы, при изучении в СЭМ во вторичных электронах во всех пробах лунного реголита из Моря Кризисов,

Моря Изобилия и материковой части практически всегда фиксировалась конденсатная силикатная плёнка. При достаточно больших увеличениях частички различных фаз были хорошо видны на поверхности реголита в отражённых электронах в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ). Но при переходе в режим вторичных электронов становилось ясно, что они покрыты тонкой аморфной плёнкой. Наличие на поверхности участков с нарушением целостности плёнки позволило установить высококремниевый её состав. Аналогичная плёнка регистрировалась и в просвечивающем электронном микроскопе (ПЭМ), где она покрывала как отдельные минеральные частицы, так и фрагменты расплавленного стекла. Конденсатная плёнка покрывала ещё не остывшую остеклованную матрицу и сама некоторое время находилась в горячем состоянии, поэтому в неё легко имплантировались сопровождающие импакт мелкие фрагменты. Такая конденсатная плёнка играет вдобавок цементирующую, скрепляющую роль. Её наличие позволило обнаружить в СЭМ в лунном реголите целый ряд субмикронных минеральных фаз [Мохов и др., 2007].

Плёночные конденсаты отличаются от капельных, образованных в импактном облаке, не только структурой и составом. Сравнение составов конденсатных плёнок, полученных в результате эксперимента [Яковлев и др., 2010], с составами плёнок найденных на частицах лунного реголита [Keller, McKay, 1993] позволило сделать авторам [Яковлев и др., 2010] вывод о том, что при их образовании происходит полное осаждение паров без учёта индивидуальной летучести компонентов. Состав стеклянной плёнки может отличаться от матричного стекла наличием легколетучих элементов, таких, например, как натрий или цинк. Так результаты эксперимента по испарению и конденсации авгита показали, что верхние слои конденсата содержат повышенные концентрации натрия (до 5.7 мас. %). [Диков и др., 2009]. Ранее Диковым с соавторами [Dikov et al., 2002] при изучении лунных стёкол из проб грунта «Луны-16» методами рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии было отмечено, что поверхностный слой неоднороден по составу и обогащён летучими элементами, такими как Zn, Na, C.

В связи с тем, что толщина конденсатной плёнки, как правило, незначительна, адекватно выполнить количественный анализ в СЭМ затруднительно. Однако, при использовании ПЭМ, такой анализ выполнить возможно. Анализ её состава показал, что помимо Si отмечены лишь следовые содержания Al, зачастую ниже пределов обнаружения метода. Конденсатной плёнкой покрыты многие нанокристаллы и отдельные частички в препаратах ПЭМ.

Частицы самородного лунного молибдена покрыты, как правило, высококремниевой конденсатной плёнкой (рис. а), но в некоторых случаях, в её составе, помимо Si, фиксируются и легко летучие элементы, такие как Na и K. Хотя присутствие в таких плёнках легколетучих не всегда обязательно.

Конденсатные плёнки отличались между собой, кроме состава, как по толщине. Изменение толщины таких плёнок является следствием как энергетических характеристик импакта и времени нахождения частицы в зоне конденсации, так и последующими воздействиями на неё. Таковыми могут быть возможные повторные импакты и бомбардировка СВ, которые могут увеличить толщину этой плёнки.

В рамках настоящей работы, впервые в земных импактитах кратера Жаманшин, был найденный плёночный конденсат. В отличие от Луны на Земле конденсат, содержащий летучие компоненты, практически не имеет шансов сохраниться во времени, поскольку будет разрушен процессами выветривания. Поэтому состав обнаруженного конденсата был только высококремниевым, за исключением найденного в закрытых порах.

Так кристалл сребродольскита ($\text{Ca}_2\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_5$) в препарате чёрного стекла жаманшинита был покрыт тонким слоем такого же высококремниевого конденсата. В препаратах иргизита был найден сросток хорошо оформленных монокристаллов рутила окутанных тончайшей наноплёнкой высококремниевого стекла (рис. б).

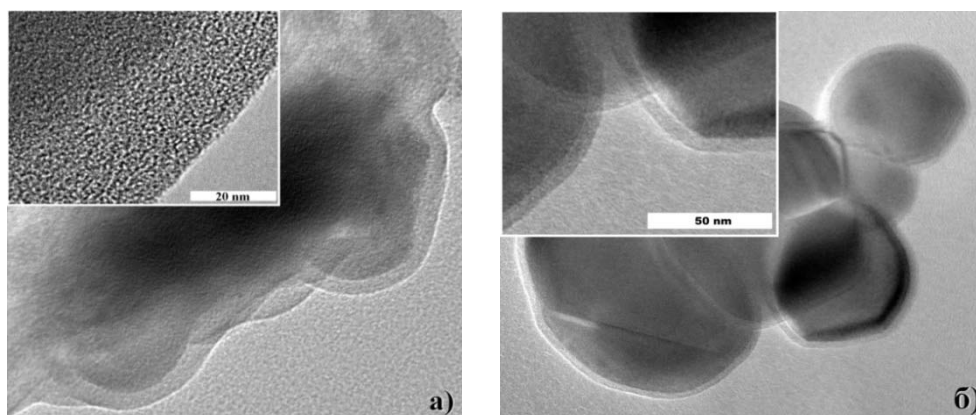


Рис. а) конденсатная плёнка, покрывающая частицу самородного Мо. «Луна-16»; б) кристаллы рутила, покрытые нанослоем стекла. Иргизит. ПЭМ.

Ранее считалось, что образование таких плёночных конденсатов характерно только для Луны и других безатмосферных космических тел, подвергаемых напрямую внешнему воздействию Солнца [Дюрро и др., 1974]. Следует обратить внимание, что впервые описанный выше плёночный конденсат в земных импактных стёклах

свидетельствует о том, что он может быть характерным не только для безатмосферных небесных тел.

Таким образом, конденсатная плёнка, особенно высококремниевая, возникающая при импактных событиях как на Луне, так и на Земле служит индикатором случившихся импактных событий, а также фиксирует образованные при этом фазы и микрофрагменты мишени и ударника.

Работа выполнена в рамках темы 72-3 (0136-2014-0009) и при частичной поддержке гранта РФФИ №15-05-04657а

Литература

1. Диков Ю.П., Герасимов М.В., Яковлев О.И., Иванов А.В. Валентное состояние железа в конденсате реголита доставленного АЛС «Луна 16» // Петрология. 2009. Т. 17. №5. С. 459-469
2. Дюрро Л., Журе Л., Бибринг Ж.Р., Менье Р., Моретт М. // В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Изд-во Наука, 1974. С. 430-435.
3. Зельдович Б., Райзер Ю. Физика ударных волн и высокотемпературных гидродинамических явлений. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2008. 656с.
4. Мохов А.В. Комплексное изучение СЭМ и ПЭМ ультрадисперсной фракции лунного реголита // XXVI Российская конференция по электронной микроскопии. Москва, Зеленоград, 30 мая – 3 июня. 2016 . С. 622.
5. Яковлев О.И., Герасимов М.В., Диков Ю.П. Составы лунных конденсатов и условия их образования на поверхности // XVI Российское совещание по экспериментальной минералогии. 2010. С. 291-293
6. Dikov Yu.P., Ivanov A.V., Wlotzka F., Galimov E.M., Wanke G. The nature of volatiles in the lunar regolith // Solar System Research. 2002. V. 36. №. 1. P. 1-11.
7. Dran J.C., Durrieu L., Jouret C., Maurette M. Habit and texture studies of lunar and meteoritic materials with a 1 MeV electron microscope // Earth and Planetary Science Letters. 1970. V. 9. №. 5. P. 391-400.
8. Keller L.P., McKay D.S. Discovery of vapor deposits in the lunar regolith // Science. 1993. V. 261. №. 5126. P. 1305-1307.

FILM CONDENSATES AND THEIR FORMATION IN EARTH AND MOON IMPACTS CONDITIONS

Gornostaeva T.A., Mokhov A.V., Kartashov P.M.

IGEM RAN, Moscow, tagorn8@mail.ru

Earlier it was believed that the formation of such film condensates is characteristic only for the Moon and other atmosphereless space bodies. The film condensate found in terrestrial impact glasses for the first time indicates that it can be characteristic not only for atmosphereless celestial bodies, but also for terrestrial impacts. Condensate films, especially the high-silica ones, which forms during impact events both on the Moon and on the Earth, serves as an indicator of the happened impact events, and also fixes the mineral phases formed in this process.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МНОГОСЛОЙНОЙ ЛУНЫ С ЖИДКИМ ЖЕЛЕЗНЫМ ДВУХСЛОЙНЫМ ЯДРОМ: ПРОЕКТ “ЛУНА - 2020+”

Гусев А.В.

Казанский федеральный университет, Казань, alexander.gusev@mail.ru

Исследование внутреннего строения Луны получило мощный импульс с начала запуска космических аппаратов к ночной соседке в беспилотном и пилотируемом режимах – «Луна», «Зонд», «Луноход» (СССР, 1959 -1976 гг.), «Apollo» (США, 1961-1972). Через 18 лет лунного затишья запуск американских научных спутников «CLEMENTINE» (1994 г.) и «Lunar Prospector» (1998–99 гг.), LRO (2009 – 2017+ гг.), “GRAIL” (2011 – 2012 гг.), LADEE (2013-2014гг.) европейского исследовательского зонда “SMART” (2003 - 2006 гг.), японского научного аппарата-лаборатории “Kaguya” (2007-2009 гг.), китайских спутников серии “ChangE-1/2, 3/4, 5/6 (2007–2014 гг.), индийского спутника “Chandrayaan” (2008-2009гг.) стремительно, кардинально и качественно изменил ситуацию в наших научных знаниях о Луне.

Уже в новом тысячелетии серия космических экспериментов, направленных на глобальное исследование нашего уникального в Солнечной системе спутника, стартовала с проекта SMART-1 (2003-2006гг.), открывшего новые технологические возможности лунных экспериментов.

2007 год – это год триумфального включения в лунные исследования космических агентств Японии, Китая, Индии. Речь идет, в первую очередь, о японской миссии SELENE (Kaguya), впервые обеспечившей за более чем годовой срок пребывания на лунной орбите высокоточное топографическое и гравитационное картирование всей лунной поверхности, включая ранее недоступные области обратной стороны и зоны лимба. С помощью бортового лазерного измерителя «Кагуя» определены высоты 6,8 млн. точек на всей поверхности Луны, включая полярные зоны, с погрешностью в пределах 4 метров. Удалось изучить также зоны лунных полярных кратеров, куда не попадает солнечный свет. Установлено, что разница между самой высокой и самой низкой точками на поверхности Луны составляет 19,8 км, что на 2 км больше, чем предполагалось ранее. Наиболее высокая точка Луны находится на краю кратера Дирихле-Джексона вблизи экватора и возвышается над поверхностью на 11 км. Наиболее глубокая впадина на Луне - дно кратера Антониади около южного полюса, погруженное на 9 км от среднего уровня поверхности Луны.

Лунный разведчик “LRO – LCROSS” (NASA, США), запущенный в июне 2009 года, с первых же дней своего функционирования на лунной орбите поставляет на Землю уникальные снимки высокого разрешения

лунной поверхности. Лунный зонд LCROSS в октября 2009г. столкнувшийся с поверхностью спутника Земли, нашел доказательства присутствия там значительного количества водяного льда ! LRO нашел также самую холодную точку Солнечной системы. Она находится в затененных кратерах рядом с южным полюсом Луны. Зонд обнаружил самое холодное место в ходе составления температурной карты Луны. Температура внутри кратеров достигает минус 240 градусов Цельсия. Это всего на 33 градуса выше абсолютного нуля.

Миссия LRO - это первый серьезный шаг в реализации долговременной программы к созданию обитаемых лунных баз, запланированных многими странами на 20-е годы. В задачу LRO входит поиск наиболее подходящее место для дислокации лунных баз. Для этого ему предстояло найти воду, «разведать», насколько опасна радиационная обстановка в окололунном пространстве для человека. К настоящему времени (август 2017г) на основе всего комплекса наблюдений созданы четыре массива баз данных: 1) топографический (6.4 млрд. высотных измерений; модели топокарт учитывают сферические гармоники до 2500 степени и порядка); 2) данные поверхностных наклонов; 3) данные неровностей поверхности (точность достигает 5 м.); 4) данные альбедо в нулевой фазе. По результатам анализа данных в полярной области наибольшая яркость наблюдается в кратере Shackleton. На южном полюсе Луны, как наиболее интересном районе будущих научных исследований, рекомендована площадка размером 2км x 1.5 км для будущих международных лунных баз.

Весь 2012 год прошел для изучения Луны под знаком американской уникальной миссии "GRAIL" (NASA, США), результатом которой явилось построение моделей гравитационного поля Луны вначале до 600 порядка, а в рамках данных расширенной миссии, до 1200 порядка! Точность модели гравполя Луны была улучшена сразу на три-четыре порядка по сравнению с предыдущими моделями гравполя Луны! Поверхностное разрешение гравполя достигает в линейном масштабе 5 км и наблюдается высокая корреляция гравполя и лунной топографии зонда LRO. По результатам исследований средняя толщина коры на видимой стороне Луны имеет значение 35 км (меньше чем оценивалось ранее), пористость лунной коры на видимой и невидимой сторонах достигает до 5% - 20% ! Плотность коры оказалось меньше чем ожидалось. Появились дополнительные аргументы о двухслойной структуре лунного ядра: внешнее жидкое FeS и внутреннее твердое Fe.

2013 год открылся новой американской лунной миссией "LADEE", главной целью которой было изучение экзосферы Луны, ее пылевой и газовой составляющих, на высотах 30-100 км. Выяснилось, что дневная температура на поверхности достигает плюс +107° C, а ночная падает

до минус -173°C , перепад температур равен $+280^{\circ}\text{C}$. Структура атмосферы Луны меняется с ее фазами. Атмосфера Луны содержит многочисленные простейшие молекулы очень низкой концентрации, ее пылевая составляющая неоднородна и образуется при падении многочисленных микрометеоритов. За время работы этого зонда наблюдалось до 10 тыс падений микрометеоритов.

В декабре 2013г успешно совершил посадку на Луну китайский посадочный модуль "ChangE-3" с мини ровером (луноход) "Юта". В течение последующих двух лет высокостабильный радиомаяк, размещенный на луноходе "Юта", активно включался с наступлением каждого лунного дня и давал уникальную по точности и объему информацию о движении и вращении Луны с точностью до 0.5мм по линейной шкале!

Из обработки данных лазерной локации Луны (ЛЛЛ) (1969 - 2017гг) было показано наличие свободной либрации и существование жидкого ядра Луны. Кроме того, данные ЛЛЛ привели к открытию диссипации энергии вращательного движения Луны. Хотя учет приливной диссипации уменьшает расхождение теории с наблюдениями, этого эффекта недостаточно, чтобы объяснить обнаруженную заметную диссипацию внутри Луны. Возможны два источника диссипации – месячные твердотельные приливы в мантии, возбуждаемые Землей и Солнцем, и дифференциальное вращение двухслойного жидко/твердое ядра и мантии Луны. В настоящее время аналитические следствия приливов и вращения ядра анализируются: диссипация от этих двух эффектов проявляется по-разному. Это дает возможность найти закон зависимости параметра диссипации Q от частоты в различных реологических моделях внутреннего строения Луны. Только приливная диссипация не дает хорошего согласия для всех четырех амплитуд смещения оси. В настоящее время энергия диссипации твердотельных приливов и жидкого ядра мала, но ситуация драматически меняется для ранней Луны. В ранней период Луна может проходить через сильные спин-орбитальные резонансы, при которых может выделяться мощная энергия в мантии и на СМВ. Энергия, локализованная на СМВ, может поддерживать конвекцию и функционирование магнито-динамо в жидком лунном ядре первые 2-3 млрд лет. Остаточная намагниченность лунных пород предсказывает это событие в лунной истории и дает временные отметки прохождения Луны через спин-орбитальные резонансы.

Методы структурного анализа внутреннего строения, разработанные для Земли, могут быть успешно использованы и для Луны. Важно построить аналитическую теорию для спин-орбитального движения Луны с жидким ядром. Эта теория должна быть пригодна для уточнений параметров гравитационного поля, резонансных либраций, чисел Лява

до четвертого порядка, добротности Q , вязкости высокотемпературной нижней мантии и двухслойного жидко-твердого ядра. Особое значение приобретает исследование свободной либрации Луны. Определение периодов и амплитуд свободных либраций позволит сделать вывод о наличии жидкого ядра Луны, оценить его размеры, форму, геофизический состав, тепловой профиль. Большое значение будут иметь либрационные наблюдения в ILOM-проекте миссии SELENE-II (Япония, 2020+).

Начало нового тысячелетия отмечено рядом важных работ, в которых дается обзор результатов и проблем в этой области (Kuskov, Kronrod, 1998-2015; Жарков, Гудкова, 1998-2015; Gusev, Petrova, 1999 - 2015; Williams et al., 2001-2015; "New Views of the Moon", 2006). Изучение вращения небесного тела также открывает возможности проникать в сложную внутреннюю структуру небесного тела, особенно в тех случаях, когда другие (геофизические) методы недоступны. Показано, что определение периодов и амплитуд свободной и вынужденной либрации позволит сделать вывод о наличии жидкого ядра Луны, лун и планет, оценить размеры, форму, состав и тепловой профиль, а также периоды чандлеровых колебаний внутреннего твердого ядра и свободной нутации внутреннего жидкого и внутреннего твердого ядра Луны (Проект "Луна-2020+").

Литература

1. Gusev A., H. Hanada, N. Petrova, Kuskov O.L., Kronrod V., Kosov A., Kronrod E., (2015), Rotation, physical librations, internal structure of the active and multi - layer Moon. Collective monography, Publishing house of Kazan federal University, Kazan, 323pp. (Russian + English).
2. Gusev A., Petrova N., Hanada N., (2017), "The Moon - 2020+": Scientific booklet, Kazan, Kazan University Publishing House, 4 p. (Russian)

INTERNAL STRUCTURE OF A MULTILAYER MOON WITH LIQUID IRON TWO-LAYER CORE: THE PROJECT "LUNA-2020+"

Gusev A.V.

Kazan Federal University, Kazan, Russia alexander.gusev@mail.ru

Realization of modern long-term programs of research of the Moon within the framework of projects LLL(USA, France), SELENE-2, ILOM (JAXA, Japan), LRO & GRAIL & LADEE (NASA, USA), Chang'E-3/4, 5/6 (CNSA, China), Chandrayaan-2 (ISRO, India), LUNA-GLOB-RESOURCE (RSA, Russia) is directed on creation of long-term lunar bases and on reception of a wide spectrum of the scientific information its internal structure. The review shows modern achievements in the field of research of the Moon and the prospects of its scientific colonization.

НЕКОТОРЫЕ ПРИЛОЖЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ИЗВЕСТНЯКА

Гусейнов А.А.

Институт проблем геотермии Дагестанского НЦ РАН (ИПГ ДНЦ РАН)
367030, г. Махачкала, про. И. Шамиля 39а, ИПГ ДНЦ РАН.

E- mail: guseinov_abdulla@mail.ru

В условиях катагенеза в глубинах земных недр осадочные горные породы подвергаются воздействию высоких термодинамических параметров, значения которых довольно неопределенны. Поэтому крайне важны лабораторные исследования свойств при контролируемых условиях, которые позволяют установить некоторые закономерности, от которых зависят изменения свойств геоматериалов.

Сведения об электрических свойствах осадочных горных пород необходимы для развития методов прогнозирования сейсмических проявлений в тектонически-активных областях земной коры [Соболев, 1993] и при изучении электрокинетических эффектов в приповерхностных слоях Земли [Гохберг и др., 2009]. Также эти сведения необходимы для интерпретации данных разведочной и промысловой геофизики. Тем не менее, исследования электрических свойств карбонатных пород весьма ограничены.

В этой связи проведено исследование электропроводности образцов известняка с различных осадочных месторождений Дагестана (нижний мел). В данном сообщении рассмотрены изменения параметров электропроводности, которые обусловлены физико-химическими процессами, протекающими в известняке при температурах до порядка 400 °С. Аппаратура и методика исследования аналогичны приведенным в работе [Гусейнов, 2012].

Карбонатные породы составляют около 20% от всех осадочных образований земной коры. Как известно, все известняки состоят, прежде всего, из карбоната кальция CaCO_3 в форме минералов кальцита и арагонита, обе эти полиморфные модификации образуются химическим или биологическим путем. Интерес к всестороннему изучению карбонатных пород обусловлен в значительной степени тем, что огромные нефтяные залежи открыты именно в породах этого типа, также известняки привлекают внимание исследователей в силу их широкого научного и практического применения.

Результаты исследования зависимости удельной электропроводности σ образцов от абсолютной температуры T в системе координат $\lg \sigma = f(1/T)$ представляют собой семейство

прямых, проявляющих изломы при температурах, характеризующих физико-химические процессы в минералах, слагающих породу. Анализ общего характера этих зависимостей является предметом отдельного рассмотрения. Согласно полученным результатам, во всех пяти исследованных образцах в интервале 300-400 °С на графиках проводимости наблюдаются изломы, которые мы связываем с полиморфным переходом арагонита в кальцит. Такой переход имеет место при условиях, близких к нашему эксперименту, а именно установлено, что при нагревании в вакууме арагонит переходит вначале в кальцит, а затем распадается на CaO и CO₂, при этом около 400 °С обнаруживается новообразованный кальцит [Wenk et al., 1983]. Вариации температуры этого перехода в разных образцах известняка могут быть обусловлены их кристаллохимическими особенностями. Например, известно влияние на температуру этого перехода примесей к арагониту атомов Sr и Ba [Годовиков, 1975].

Указанные кристаллохимические особенности известняков в принципе могут меняться со временем, и, как известно [Дегенс, 1967], с увеличением геологического возраста неустойчивый арагонит превращается в кальцит. На рис. 1 представлена полученная по результатам нашего исследования зависимость температуры полиморфного перехода арагонит – кальцит, определенной по данным электропроводности, от геологического возраста известняков.

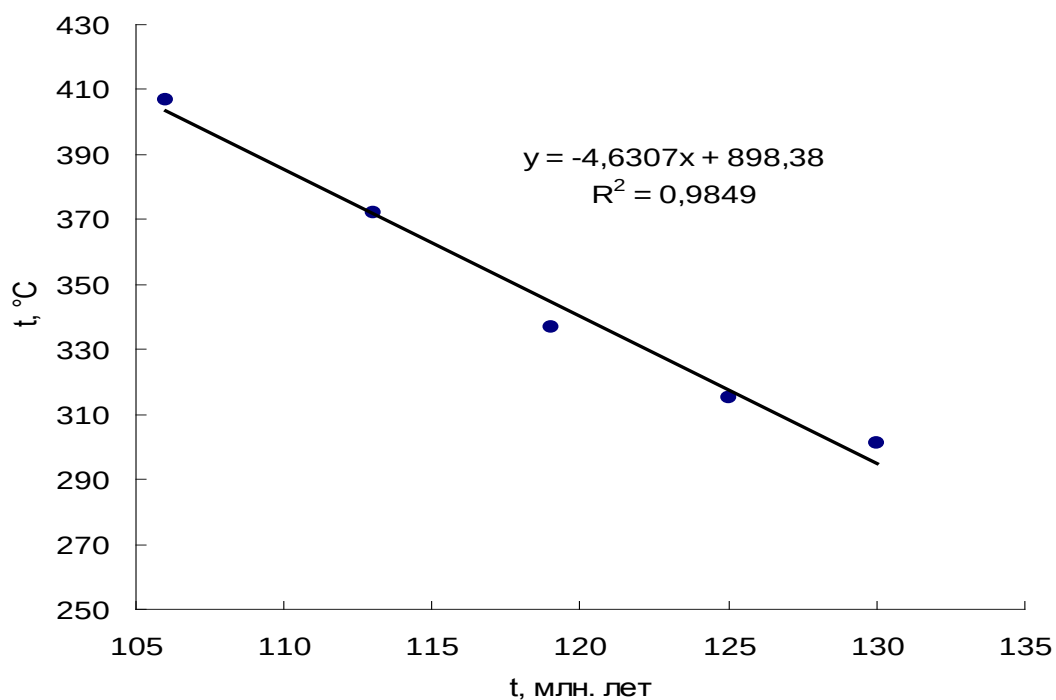


Рис. 1. Зависимость температуры перехода арагонит – кальцит от возраста в известняках.

Изучению превращения кальцит – арагонит уделяется достаточно внимания, так как они имеют важное геологическое значение [Carlson, 1983]. Действительно, современные морские карбонатные осадки состоят почти полностью из двух минералов – арагонита и кальцита. Обе формы карбоната кальция образуются из растворов, при температуре ниже 29 °С выделяется кальцит, выше 29 °С – арагонит [Рипан, Читяну, 1971]. Тогда, на основании сравнения приведенного материала и данных по электропроводности, можно сделать заключение, что наличие излома в области 300-400 °С свидетельствует о наличии арагонитовой компоненты в породе и что этот излом есть свидетельство того, что раствор, из которого образовался известняк, в какой-то период имел температуру выше 29 °С.

Согласно результатам исследования дисперсия значений проводимости в известняках сравнительно незначительная во всем диапазоне рабочих температур, что является, видимо, следствием их довольно простого химического состава. Исключение составляет образец № 4, проводимость которого имеет более высокие значения. Для этого образца характерно заметно повышенное содержание ионов Mg (19.50%). Видимо наличие доломитовой компоненты в этом известняке стимулирует образование дополнительных вакансий в кристаллической решетке минерала, которые являются основой механизма ионной проводимости в кристаллах. Действительно, в работе [Wenk et al., 1983] показано, что такие дефекты могут быть вызваны фазовыми превращениями и возрастанием катионной неупорядоченности доломитов с ростом температуры. В этой же связи представляется интересным отметить, что замещение ионов Ca^{2+} в структуре кальцита на ионы Mg^{2+} приводит к понижению радиационной стойкости минерала и обуславливает специфическое поведение магнезиального кальцита при облучении нейтронами [Кривоконев и др., 1977].

Сведения о взаимосвязи параметров электропроводности известняков с переходом арагонит – кальцит, а также с содержанием магния, отражающего процесс доломитизации, представляют интерес в следующем плане. Анализ обстановок в регионах размещения нефтяных залежей показал, что при диагенезе происходило или увеличение (при превращении арагонита в кальцит) или уменьшение (при доломитизации кальцита) объемов рифогенных тел, что приводило к образованию системы трещин, которые способствовали миграции флюидов, содержащих углеводороды.

Полученные в работе результаты показывают возможность использования метода электропроводности для решения некоторых вопросов палеореконструкции процессов осадконакопления.

Литература

- Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра. 1975. 519 с.
- Гохберг М.Б., Колосницын Н.И., Липшин В.М. Электрокинетический эффект в приповерхностных слоях Земли // Физика Земли. 2009. № 8. С. 13-19.
- Гусейнов А.А. Электрические свойства некоторых дайковых магматических пород при высоких температурах // Физика Земли. № 9-10. 2012. С. 88-95.
- Дегенс Э.Т. Геохимия осадочных образований. М.: Мир. 1967. 300 с.
- Кривоконева Г. К., Лихонина Е. В., Солнцева Л. С, Урманова А. М. Влияние Mg-Ca-замещения на радиационную стойкость структуры кальцита // Рентгеногр. минеральн. сырья. М. 1977. С. 82-87.
- Рипан Р., Читяну И. Неорганическая химия. Т.1. Химия металлов. М.: Мир. 1971. 560 с.
- Селли Р. Ч. Древние обстановки осадконакопления: Пер. с англ. М.: Недра. 1989. 294 с.
- Соболев. Г.А. Основы прогноза землетрясений. М: Наука. 1993. 313 с.
- Carlson W.D. The polymorphs of CaCO_3 and the aragonite-calcite transformation // Rev. Miner. 1983. V. 11. P. 191-225.
- Wenk H.-R., Barber D.J., Reeder R.I. Microstructures in carbonates // Rev. Miner. 1983 V. 11. P. 301-367.

SOME APPLICATIONS OF THE RESULTS OF EXPERIMENTAL STUDIES OF LIMESTONE ELECTRICAL CONDUCTIVITY

Guseinov A.A.

Institute for Geothermal Problems of the Dagestan Scientific Centre
Russian Academy of Sciences, pr. Shamilya, 39a, Makhachkala,
367030. Dagestan, Russia.

The relationship between the change of electrical conductivity and the transformation of aragonite to calcite in the limestone was found. The temperature of transition of aragonite – calcite, which was determined by the change in conductivity, depends on the age of the rock. The presence of dolomite components leads to an increase in the electrical conductivity of limestone. The obtained results show the possibility of use the method of electrical conductivity to solve some of the issues paleoreconstructions of sedimentation.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ РАСТВОРИМОСТИ CaMoO_4 В РАСТВОРАХ NaCl И NaClO_4 ПРИ 573 К

Дадзе Т.П., Каширцева Г.А., Новиков М.П., Плясунов А.В.

Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ) РАН,

Черноголовка dadze@iem.ac.ru

Изучена растворимость повеллита CaMoO_4 в растворах NaCl и NaClO_4 при температуре 573 К и давлении ~ 100 бар. Кристаллический молибдат кальция получен спеканием CaCO_3 и MoO_3 в эквивалентных пропорциях при температуре 1200°C с последующим понижением температуры на 20°C в час до 900°C . Усредненное по 4-м микрозондовым (Tescan VEGA TS 5130MM) анализам атомное отношение $\text{Ca}:\text{Mo}$ в синтезированном повеллите равно $(0.981 \pm 0.014):1.0$. Опыты проводились в титановых автоклавах из сплава ВТ-8, предварительно пассивированных 20% азотной кислотой при 673 К в течение суток. Автоклавы помещались в безградиентную зону вертикальной цилиндрической печи. Контроль температуры осуществлялся с помощью терморегулятора Минитерм-300. Колебания температуры в течение опытов составляли ± 2 . Количество заливаемого раствора солей в автоклавы рассчитывалось в зависимости от концентрации соли для получения давления ~ 100 бар. Продолжительность опытов составляла 4-7 дней. Навеска CaMoO_4 помещалась в титановый контейнер, который подвешивался на обтюратор в верхней части автоклава. Состав твердых фаз до и после опытов контролировался рентгеноструктурным анализом, который показал, что после опытов в твердой фазе присутствовал только кристаллический CaMoO_4 . Концентрацию молибдена в растворах определяли колориметрическим методом [Марченко, 1971] на приборе Specol-11 при $\lambda = 453$ н. м. Следует отметить, что результаты анализа колориметрии хорошо согласуются с проверочными анализами на ICP-MS. Ранее растворимость CaMoO_4 в растворах NaCl при 573 К была исследована в работах [Борина, 1963; Жидикова, Малинин 1972]. Полученные нами результаты по растворению CaMoO_4 в растворах NaCl удовлетворительно согласуются с результатами [Жидикова, Малинин 1972] и несколько выше, чем данные работы [Борина, 1963]. В нашей работе было установлено, что продолжительность эксперимента в один день не достаточна для достижения устойчивого равновесия. На рис.1 представлены наши экспериментальные данные и данные в работах [Борина, 1963; Жидикова, Малинин 1972]

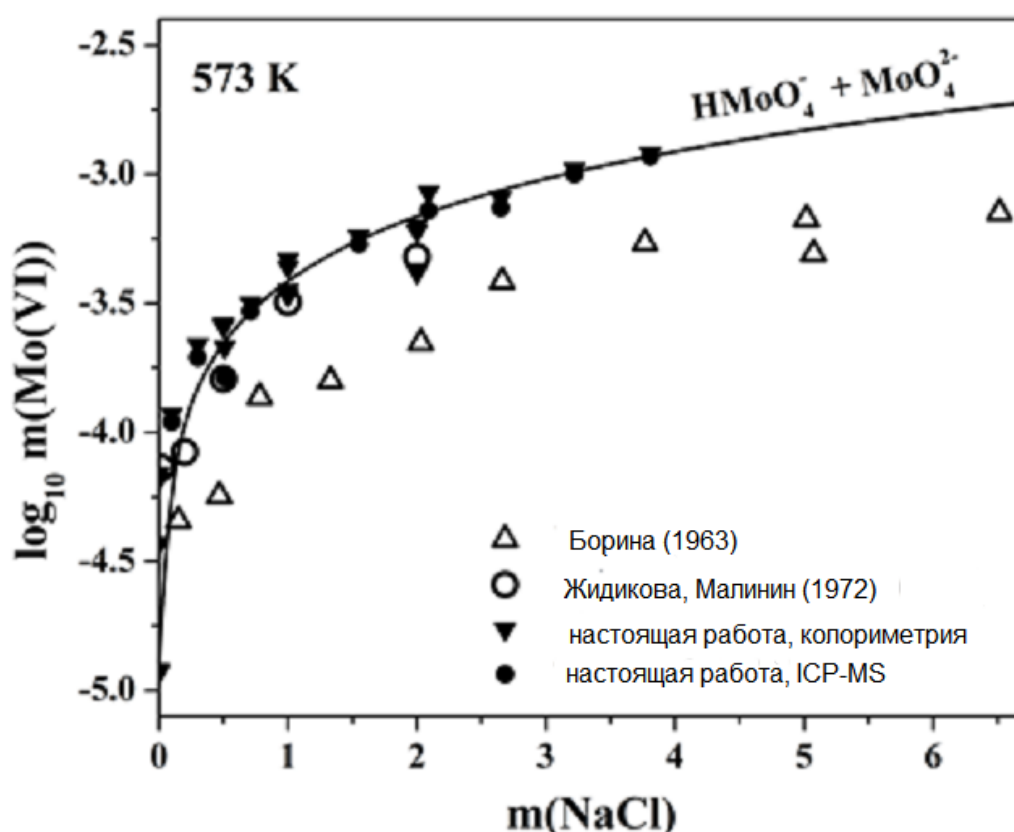


Рис.1. Растворимость CaMoO_4 (кр.) в растворах NaCl. Символы – экспериментальные данные, сплошная линия – расчет суммы ионов MoO_4^{2-} и HMoO_4^- .

Наши данные по растворимости CaMoO_4 в растворах NaCl могут быть удовлетворительно воспроизведены в рамках химической модели, которая включает только MoO_4^{2-} и HMoO_4^- из растворенных форм Mo(VI), а также частицы Ca^{2+} , CaCl^+ и $\text{CaCl}_2(\text{p-p})$.

Растворимость CaMoO_4 в растворах перхлората натрия значительно отличается от растворимости CaMoO_4 в растворах хлорида натрия и она почти в 2 - 3 раза ниже. Экспериментальные данные зависимости растворимости CaMoO_4 в растворах перхлората натрия от его концентрации показаны на рис.2.

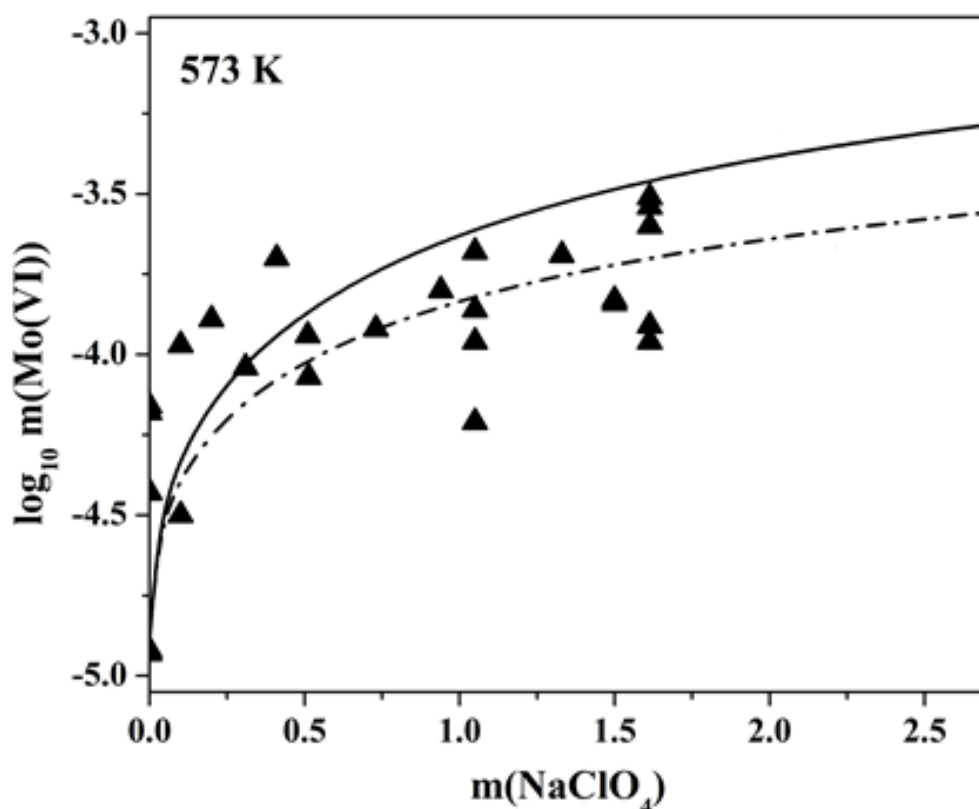


Рис 2. Растворимость CaMoO_4 (кр.) в растворах перхлората натрия; символы – экспериментальные данные, сплошная линия – значения, рассчитанные для NaClO_4 полностью диссоциированного; штрихпунктирная линия – значения для частично ассоциированного NaClO_4 с константой ассоциации $\log_{10} K^0 = 1.08$

Первая серия расчетов выполнена предполагая полную диссоциацию NaClO_4 , см. сплошную линию на рис.2, которая проходит выше экспериментальных данных почти на полпорядка. Хотя перхлорат ион практически не образует комплексы с другими ионами при обычных условиях, уменьшение диэлектрической проницаемости воды с ростом температуры может привести к частичной ассоциации NaClO_4 (к сожалению, экспериментальных данных по ассоциации перхлората натрия в воде при повышенных температурах нет). Таким образом, вторая серия расчетов была сделана, предполагая, что для ионной пары NaClO_4 константа ассоциации $\log_{10} K^0 = 1.08$, как и для NaCl(aq) , [Zimmerman, 2012], в этом случае наши экспериментальные данные находятся в лучшем согласии с расчетами, см. штрихпунктирную линию на рис.2.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант №15-05-0225)

Литература

1. Марченко З. В кн. Фотометрическое определение элементов. 1971. М. Мир. 504 С
2. Жидикова А.П., Малинин С.Д. Экспериментальное изучение растворимости повеллита (CaMoO_4) в водных растворах NaCl различных концентраций при температурах 50-300°C.// Геохимия 1972. № 1. С 28-34
3. Борова А.Ф. Растворимость молибдата и вольфрамата кальция в водных растворах хлоридов щелочных металлов при высоких температурах и давлениях // Геохимия 1963. № 7. 658-666
4. G. H. Zimmerman, H. Arcis, and P. R. Tremaine. Limiting Conductivities and Ion Association Constants of Aqueous NaCl under Hydrothermal Conditions: Experimental Data and Correlations // Chemical & Engineering Data. 2012 V. 57. pp. 2415-2429

EXPERIMENTAL STUDY OF SOLUBILITY OF POWELLITE CaMoO_4 IN NaCl AND NaClO_4 SOLUTIONS AT 573 K.

Dadze T.P., Kashirtseva G.A., Novikov M.P., Plyasunov A.V.

Institute of experimental mineralogy (IEM) RAS, Chernogolovka

dadze@iem.ac.ru

Solubility of powellite CaMoO_4 was studied in NaCl or NaClO_4 solutions at 573 K and ~ 100 bars. The obtained experimental data for CaMoO_4 are satisfactorily reproduced taking into account only MoO_4^{2-} and HMoO_4^- among the Mo(VI) species. The solubility of $\text{CaMoO}_4(\text{cr})$ in sodium perchlorate solutions is significantly lower than that in sodium chloride solutions: the difference is about 2-3 times at $m=1.5$.

СКОРОСТИ РОСТА КЛИНОПИРОКСЕНА И РОГОВОЙ ОБМАНКИ ИЗ АНДЕЗИТОВОГО РАСПЛАВА ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

Девятова В.Н., Симакин А.Г.

Институт экспериментальной минералогии РАН, ИЭМ РАН,

simakin@iem.ac.ru

Для определения скоростей роста роговой обманки и клинопироксена из водонасыщенного андезитового расплава был использован образец Ol-Hbl-Pl андезита экструзии Красное (влк. Шивелуч). Наплавленное водосодержащее андезитовое стекло ($P_{H_2O}=3.2$ кбар) использовали в опытах с режимом колебаний температуры. Полупериод колебаний составил от 10 до 30 минут, переохлаждения от 25 до 80 °C для пироксена и 5-60 °C для роговой обманки.

В опытах в субликвидусной для роговой обманки области были получены ассоциации (Ol-Cpx-glass; Ol-Cpx-Hbl-glass; Amph($\pm$ Cpx)-glass, во всех опытах в качестве акцессорного минерала присутствует шпинель. Клинопироксены полученные в опытах имеют короткопризматический облик, с прекрасно выраженной зональной структурой и просматриваемыми зонами роста отдельных граней. Даже при больших величинах переохлаждений относительно ликвидуса игольчатых кристаллов не наблюдается. Часто клинопироксены образуют футляровидные кристаллы с изометричной внутренней зоной, в последующем переходящей в хорошо ограненные формы. Размеры кристаллов клинопироксенов достигают 40-60 мкм. Число зон в кристаллах часто сопоставимо с числом температурных циклов, максимальное число зон/перепадов температур равно 6. Ширина зон от центра к краю уменьшается, что связано, с падением скоростей роста по мере приближения к равновесию.

Амфиболы, в отличие от пироксенов, часто образуют длиннопризматические, столбчатые футляровидные кристаллы, часто сросшиеся с кристаллами клинопироксена. Максимальный размер кристаллов до 200-300 мкм. В зернах проявляется меньшее число зон, в основном хорошо выделяются 2-3 зоны. В некоторых случаях во внутренних зонах амфибола наблюдаются червеобразные включения расплава.

С помощью сетевого сервера “Smorf. Crystal models” www.smorf.nl была определена кристаллографическая ориентация некоторых кристаллов клинопироксена. Для зерен клинопироксена выделены грани (010), но в целом, задача выделения граней не важна в связи с изометричным характером кристаллов. Для амфибола идентифицировать грань не удалось, но мы брали наиболее быстрорастущую зону роста, вдоль удлинения кристалла (оси c). Зная длительность периодов постоянной температуры (t , сек) и ширину зон (L , см), мы вычислили скорость роста (G мкм/сек) зон по формуле $G=L/t$. Полученная величина скорости носит оценочный характер, т.к. мы не узнаем время задержки роста (его учет даст увеличение скорости для самой первой зоны) и точной ориентировки кристаллов.

Была определена максимальная, измеренная на внутренних зонах, при данном переохлаждении скорость роста клинопироксена и амфибола. Величина скорости клинопироксена в зависимости от переохлаждения меняется от $3.8 \cdot 10^{-6}$ см/сек при $\Delta T \approx 90^\circ\text{C}$ ($T=930^\circ\text{C}$) до $1.3 \cdot 10^{-6}$ см/сек при $\Delta T \approx 40^\circ\text{C}$ ($T=980^\circ\text{C}$). Скорость роста амфибола при $\Delta T \approx 10\text{--}15^\circ\text{C}$ ($T=980^\circ\text{C}$) составляет $7,1 \cdot 10^{-6}$ см/сек, возрастая до $8,7 \cdot 10^{-6}$ см/сек при переохлаждении $\Delta T \approx 50^\circ\text{C}$. Из полученных данных видно, что скорость роста амфибола даже при небольших переохлаждениях в несколько раз превышает скорость роста клинопироксена при значительных ($\Delta T \approx 90^\circ\text{C}$) переохлаждениях.

Анализируя полученные в опытах ассоциации (Ol-Cpx-Mt); ($\pm$ Ol-Cpx-Hbl-Mt-glass), Amph($\pm$ Cpx)-Mt-glass - следует обратить внимание, на наш взгляд, на присутствие в ассоциациях оливина. Самыми высокотемпературными минералами для андезитового магнезиального расплава, как известно [Almeev et al., 2013; Krawchinsky et al., 2012], являются оливин и магнетит. Если в начале опыта оливин успевает образоваться в достаточном количестве, расплав обедняется магнием и Fe^{2+} и обогащается кремнеземом. Из такого расплава, видимо, легко нуклеируют кристаллы клинопироксена, а амфибола образуется медленно. Если амфибол успевает нуклеировать первым, то в виду большой скорости роста он вычерпывает мафические компоненты, поэтому ни оливина, ни клинопироксена не образуется. Видимо, ассоциации с амфиболом и без него мало отличаются с точки зрения энергии Гиббса, поэтому равновесное состояние с минимумом энергии (и определенным соотношением амфибола и пироксена) может быть достигнуто

только при длительной перекристаллизации смеси кристаллов и расплава. За ограниченное время, контролируемое динамикой вулканического процесса, уравнивания может не произойти.

Для лавовых потоков Молодого Шивелуча характерны ассоциации Ol-CPx-Pl андезибазальтов, Hbl-Px-Pl андезитов Ol-Px-Pl±Hbl андезибазальтов и андезитов. Соотношение клинопироксена и амфибола может быть связано с температурной историей расплава и кинетическими факторами как в наших экспериментах.

Литература

Almeev, R. R., Kimura, J.-I., Ariskin, A. A., Ozerov, A. Y. (2013). Decoding crystal fractionation in calc-alkaline magmas from Bezymianny Volcano (Kamchatka, Russia) using mineral and bulk rock compositions. // Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 263, 141–171.

Krawczynski M.J., Grove T.L., Behrens H. (2012) Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H₂O content, and oxygen fugacity // Contrib. Mineral. Petrol., v.164, 317–339.

GROWTH RATES OF CPX AND HBL FROM ANDESITE MELT OF SHIVELUCH VOLCANO ACCORDING TO EXPERIMENTAL DATA.

Deviatova V.N., Simakin A.G.

Institute of Experimental Mineralogy, RAS, IEM RAS, simakin@iem.ac.ru

The growth rates of Cpx and Hbl from magnesian andesite at $P_{H_2O}=3$ Kbar were determined. The growth rate of clinopyroxene is $3.8 \cdot 10^{-6}$ cm/sec and $1.3 \cdot 10^{-6}$ cm/sec at the undercoolings $\Delta T \approx 90$ and $\Delta T \approx 40^\circ\text{C}$ ($T=980^\circ\text{C}$), respectively. The rate of Hbl is $7.1 \cdot 10^{-6}$ cm/sec and $8.7 \cdot 10^{-6}$ cm/sec at $\Delta T \approx 10-15^\circ\text{C}$ ($T=980^\circ\text{C}$) and $\Delta T \approx 50^\circ\text{C}$, respectively. We find that the growth rate of the amphibole is significantly higher than that of clinopyroxene.

КОСМИЧЕСКАЯ МИССИЯ «CASSINI-HUYGENS»: ОСНОВНЫЕ ИТОГИ И СЛЕДСТВИЯ ДЛЯ КОСМОХИМИИ

Дорофеева В.А.

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

В работе обобщены основные итоги 13-ти летних исследований спутниковой системы Сатурна космическим аппаратом (КА) «Cassini-Huygens», завершившихся 15 сентября 2017 г. Особое внимание уделено результатам изучения регулярных спутников Титана и Энцелада, показано их значение для космохимии, космогонии, а также для космобиологии.

15 сентября 2017 г. завершилась космическая миссия Cassini-Huygens, цель которой было исследование спутниковой системы Сатурна, его колец и отчасти самой планеты. За 13 лет нахождения на орбите Сатурна космический аппарат (КА) «Cassini» исследовал несколько регулярных спутников Сатурна, при этом особенно подробно были изучены два из них – Титан и Энцелад.

Титан - крупнейший спутник Сатурна и единственный в Солнечной системе, имеющий плотную устойчивую атмосферу. С помощью зонда «Huygens» был подробно проанализирован ее состав. Установлено, что метан – второй после N_2 макрокомпонент, содержание которого меняется от 5 мол.% у поверхности до 2%, в верхних слоях атмосферы ($h \approx 100$ км) под воздействием солнечных УФ лучей подвергается фотодиссоциации с образованием широкого спектра органических соединений, главным из которых является этан. Конденсируясь, жидкие CH_4 и C_2H_6 в виде осадков выпадают на поверхность, частично впитываясь ею; другая часть образует жидкие озера и даже моря, главным образом в северной околополярной области. Также были найдены глубокие каньоны (реки) с крутыми склонами, заполненные углеводородами. Таким образом, Титан – второе после Земли тело в Солнечной системе, на поверхности которого существует жидкая фаза.

Плотный облачный слой («haze»), состоящий из сложных углеводородов делает атмосферу Титана непрозрачной в видимом диапазоне, потому особую ценность приобретают наблюдения в радиодиапазоне, произведенные с борта КА. «Cassini» пролетал мимо Титана 127 раз, покрыв радарными изображениями 67% поверхности спутника. На их основе составлена подробная карта изученной поверхности Титана, которая в значительной мере оказалась покрыта полями дюн в приэкваториальной области, там же были обнаружены и 3-х километровые горные хребты и пики

высотой до 3337 м. Вероятнее всего это свидетельствует о продолжающейся тектонической активности спутника из-за деформации внешнего ледяного слоя, разрушающегося под влиянием приливного воздействия Сатурна, однако действующие вулканы обнаружены не были. Оценена площадь, глубина и состав углеводородных озер; их состав качественно одинаков: CH_4 , C_2H_6 и N_2 , но количественно варьируется. Глубина большинства озер ~ 100 - 200 м. Возможно, что некоторые из них связаны друг с другом системой подземных протоков или имеют общий «водоносный» горизонт. Эти результаты дают представления об общем объеме углерода, вошедшего в состав Титана вероятнее всего в виде тугоплавких органических соединений типа CHON , характерных для вещества межзвездных молекулярных облаков и комет, а также в виде льда CO_2 . Возможность аккреции льда CH_4 представляется маловероятной из-за достаточно высоких температур в протоспутниковом диске Сатурна [1]. В то же время наличие большой массы метана в атмосфере и его постоянная убыль в результате фотодиссоциации с необходимостью требует его постоянного притока. Вероятнее всего источником CH_4 является субповерхностный океан воды, обнаруженный в результате гравиметрических измерений «Cassini». Механизм образования метана обсуждался в [2], позднее он нашел свое подтверждение при исследовании другого регулярного спутника Сатурна – Энцелада, на котором было открыто явление криовулканизма (*Waite et al.*, 2006). Следует отметить, что эпизодический криовулканизм был зафиксирован на спутнике Юпитера Европе в 2014 и 2016 г. в регионе его Южного полюса (*Sparks et al.*, 2017), а на спутнике Нептуна Тритоне 8-ми километровые плюмы были зафиксированы еще КА «Voyager» (*Smith et al.*, 1989). Во всех случаях причина возникновения криовулканов – приливное влияние центральной планеты и ближайших крупных спутников. Подробное изучение состава плюмов Энцелада показало, что субповерхностный водный слой имеет $\text{pH} = 11-12$ [3], насыщен значительным количеством солей и газов, в том числе в нем присутствуют CO_2 , CH_4 , NH_3 , H_2 (0.4-1.4%). Одновременное присутствие CO_2 , CH_4 и H_2 , а также минеральных компонентов, в частности щелочных металлов, обнаруженных в составе вещества кольца Е, образованного веществом плюмов, может свидетельствовать о протекающей в субповерхностном океане реакции взаимодействия жидкой воды с силикатными породами (реакция серпентинизации). Выделяющийся при этом H_2 восстанавливает CO_2 до CH_4 , как и было рассмотрено в [2]. Протеканию реакции способствует относительно высокая температура подледного океана, о чем свидетельствует

превышение T вдоль трещин в регионе извержения гейзеров над средней T поверхности [4]. Состав и термодинамические условия в субповерхностном океане Энцелада, полученные КА «Cassini», по мнению многих специалистов, могут являться благоприятной средой для развития биологической жизни на этих космических телах, как, впрочем, и в субповерхностных океанах Титана, и Европы. Отметим, что гравиметрические данные «Cassini» позволили предположить, что еще один спутник Сатурна – Диона, может обладать подледным океаном, расположенным на глубине ~ 100 км [5].

Анализ снимков поверхности Энцелада, полученных «Cassini», привел к выводу, что образование «тигровых полос», через которые происходит эрупция, а также трех крупных низменностей было более вероятно для экваториальной области спутника, нежели для полярной области [6]. Отсюда было сделано заключение, что в прошлом Энцелад претерпел столкновение с крупным телом, в результате чего положение его оси вращения существенно (на 55°) изменилось. Кроме того, в результате столь сильного удара могла быть пробита внешняя ледяная оболочка, что инициировало активность гейзеров. Когда могло произойти это столкновение, можно оценить, зная возраст колец. Предполагается, что на заключительном этапе, получившем название «Grand Final», когда «Cassini» пролетит между Сатурном и его кольцами, будет измерена их масса с точностью до 5%, что позволит оценить их возраст. Таким образом, будет понятно, образовались ли кольца одновременно с планетой, или позднее в результате разрушения ледяного спутника. Этот механизм был рассмотрен в [7]. Во время финальной части эксперимента, когда «Cassini» войдет в плотные слои атмосферы Сатурна, запланированы высокоточные измерения гравитационного и магнитного полей планеты, определение массы ее ядра, а также состава и глубины конвекции верхних слоев атмосферы планеты. Особое значение для космохимии и космогонии имеет определение мольной доли воды в атмосферах планет-гигантов. Механизм их образования, приведший к значительному превышению относительных содержаний углерода, азота, фосфора других элементов по сравнению с солнечными пропорциями, станет понятен, когда будут известны содержания в них воды. Это задача экспериментов «Cassini» и «Juno», по программе которого недавно началось исследование Юпитера.

Не менее значимы полученные «Cassini» уточненные значения средней плотности ряда спутников, при этом максимальному изменению подверглось значение плотности Энцелада: с прежних 1.21 до 1.61 г/см³ (*Rappaport et al.*, 2007). Это уточнение чрезвычайно важно, поскольку значение плотности в достаточно

крупном, лишенном пористости теле, определяет массовое соотношение пылевой компоненты и льдов (в случае Энцелада льда воды) и может служить индикатором условий, при которых эти тела образовывались. Полученное значение плотности указывает, во-первых, на солнечное соотношение породообразующих элементов и льда H_2O в Энцеладе, а во-вторых, что при образовании спутника было аккрецировано значительное количество тугоплавких органических соединений [8].

В заключении следует подчеркнуть, что результаты эксперимента «Cassini-Huygens» имеют значение для многих областей знаний и еще много лет будут анализироваться и обсуждаться.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН №7

Литература

1. Макалкин А.Б., Дорофеева В.А. (2014) Аккреционные диски вокруг Юпитера и Сатурна на стадии образования регулярных спутников. *Астроном. вест.* **48**(1), 64-76.
2. Дорофеева В.А. (2016) Генезис летучих регулярных спутников Сатурна. Происхождение атмосферы Титана. *Геохимия*, № 1, с. 11–31.
3. Glein C.R., Baross J.A., Waite J.H., Jr. (2015) The pH of Enceladus' ocean. *Geoch. Cosmochim. Acta*. V. 162, p. 202-219.
4. Le Gall A., Leyrat C. et al. (2017) Thermally anomalous features in the subsurface of Enceladus's south polar terrain. *Nature Astronomy*, **1**, Article № 0063
5. Beuthe M., Rivoldini A., Trinh A. (2016) Enceladus's and Dione's floating ice shells supported by minimum stress isostasy *Geophys. Research Lett.* V.43, Issue 19, pp. 10,088-10,096
6. Tajeddine R., Soderlund K. (2017) True polar wander of Enceladus from topographic data. *Icarus*. V. 295, p. 46-60
7. Русол А.В., Дорофеева В.А., Рускол Е.Л. (2011) Происхождение вещества колец Сатурна. «Вест. Отд. наук о Земле РАН» №1, 2011
8. Дорофеева В.А. (2015) Строение, состав и условия образования каменно-ледяных планетезималей во внешнем регионе околосолнечного газопылевого протопланетного диска: ограничения для моделей. *Механика, управление, информатика*. Т.7. №3 (56). С. 400-424.

COSMIC MISSION «CASSINI-HUYGENS»: MAIN RESULTS AND EFFECTS FOR COSMOCHEMISTRY

V.A. Dorofeeva

The paper summarizes the main results of the 13-year studies of the satellite system of Saturn by the Cassini-Huygens spacecraft, completed on September 15, 2017. Particular attention is paid to the results of studying the regular satellites of Titan and Enceladus, their importance for cosmochemistry, cosmogony, and also for cosmology.

АПСКЕЙЛИНГ МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОД ЗАДАЧИ ГЕОМЕХАНИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

¹**Дубовская А.В.,** ²**Русина О.А.,** ¹**Баяк И.О.**

¹Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН

dubovskaya.a@gmail.com; ²МГУ им. М.В. Ломоносова

Геомеханическое моделирование нефтяных и газовых месторождений стало актуально сравнительно недавно благодаря повышению качества и информативности полевых исследований. Запросы на геомеханическое исследование возникают для месторождений, находящихся в сложных геологических условиях или месторождений, чувствительных к изменению напряженного состояния. Основные задачи, под которые строятся геомеханические модели, - это обеспечение безаварийного бурения скважин; проектирования гидравлического разрыва пласта; предотвращение катастрофических последствий эксплуатации месторождения; и уточнение режимов разработки месторождения в комплексе с гидродинамическим моделированием.

Особенностью работ по геомеханическому моделированию является необходимость исследований механических свойств среды, которые, как правило, не входят в стандартный список геофизических исследований, традиционно проводимых на месторождениях. Для геомеханического моделирования требуется определение механических свойств среды (статических модулей упругости), которые являются однородными на масштабах ячейки геомеханической модели.

В связи с тем, что геомеханические модели как правило включают не только продуктивный пласт, но также массив вмещающих пород, окружающий исследуемые горизонты, то характерные размеры ячейки геомеханической являются относительно крупными и составляют сотни метров. Однако измерение физических свойств горной породы на месторождениях обычно проводится на масштабе работ по геофизическому исследованию скважин, а это десятки сантиметров – первые метры.

Поскольку строение породы в разных масштабах различно, то каждому масштабу будет соответствовать своя эффективная модель механических свойств, построенная на основе данных о ее строении в конкретном масштабе [Баяк и др., 2014]. Поэтому, чтобы

получить данные о механических свойствах горных пород, необходимые для геомеханического моделирования, требуется выполнить осреднение свойств, известных в масштабе ГИС, на масштаб ячейки геомеханической модели. В англоязычной литературе это процедура называется *upscaling*.

Данная работа посвящена апскейлингу модели механических свойств нефтегазового месторождения с масштаба ГИС на масштаб геомеханической модели, на основе данных ГИС о скоростях упругих волн и литологии. Мы будем решать задачу апскейлинга механических свойств с помощью методов петрофизики, которые позволяют прогнозировать эффективные физические свойства макросреды и взаимосвязи между ними на основе модели внутреннего строения среды.

В работе рассмотрена модель горизонтально-слоистой среды нефтегазового месторождения Иркутской области, для которой оценены эффективные упругие свойства пород в масштабе геомеханической модели в длинноволновом приближении методом осреднения Бейкуса [Backus, 1962].

Согласно методу Бейкуса, слоистая среда, составленная из изотропных слоев, считается трансверсально-изотропной в длинноволновом приближении. Для механического описания трансверсально-изотропной среды требуется пять упругих констант, которые рассчитываются из скоростей упругих волн [Mavko et al., 2009].

Апскейлинг механических свойств пород исследуемого месторождения производился на основе имевшейся модели физических свойств пород в масштабе ГИС, построенной в результате анализа интерпретации данных ГИС, литологического расчленения разреза, применения замещающих формул, с записями через каждые 20 сантиметров. Исходная модель состояла из порядка 1350 геологических слоев

Для применения процедуры апскейлинга необходимо было выбрать масштаб осреднения. Вопрос выбора оптимального масштаба является важным и пока остается открытым. В данной работе в качестве такого масштаба были выбраны стратиграфические горизонты, поскольку это наиболее удобный, простой и согласованный с геологическими принципами способ.

Для каждого стратиграфического горизонта были рассчитаны коэффициенты матрицы жесткости. Данные коэффициенты легко

пересчитываются в другие упругие константы, имеющих понятный физический смысл, а именно, полученные коэффициенты матрицы жесткости связаны с модулем Юнга вдоль направления изотропии, модулем Юнга поперек направления изотропии, модулем сдвига вдоль направления изотропии, модулем сдвига поперек направления изотропии, коэффициентом Пуассона вдоль направления изотропии и коэффициентом Пуассона поперек направления изотропии.

Эффективные механические свойства были рассчитаны для всего разреза от дневной поверхности до кристаллического фундамента. Новая геомеханическая модель была представлена 23 слоями. Такое количество слоев является приемлемым и удобным для геомеханического моделирования. Мощность слоев полученной геомеханической модели в среднем составляла 130 метров.

Таким образом, для исследуемого месторождения был выполнен апскейлинг модели механических свойств горных пород с масштаба ГИС на масштаб, приемлемый для геомеханического моделирования.

После этого выполнялся анализ степени анизотропии среды. Для каждого эффективного слоя были рассчитаны и проанализированы параметры анизотропии среды Томсена [Thomsen, 1986]. Было показано, что в основном среда в выбранном масштабе осреднения обладает слабой анизотропией. Относительно сильная анизотропия была выявлена только в булайской свите, которая сложена переслаиванием доломитов с солями, с преобладанием доломитов.

Наличие анизотропии может объясняться резкой контрастностью физических свойств слоев, входящих в состав Булайской свиты, общей мощностью, равной 135м. Переслаивающиеся породы в среднем имеют мощности, равные 0.5-1.5 м. Однако мощности доломитов обычно превышают мощности солей, поэтому процентное содержание доломитов в слое, равное 88%, значительно больше, чем процентное содержание солей в этом же слое, равное 12%. Однако требуется дальнейшее изучение параметров и структуры этой свиты для выявления факторов, вызывающих заметную анизотропию.

Результаты данной работы значимы для планирования работ, связанных с построением геомеханической модели исследуемого месторождения, а также могут быть использованы для аналогичных работ на других объектах. Рассматриваемая модель горизонтально-

слоистой среды, наиболее адекватно отображает геологический разрез в платформенных областях, что представляет интерес для геомеханического моделирования нефтегазовых месторождений.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №16-35-00580 “мол-а”.

Литература

1. Баяк И.О., Шехтман Г.А. // Петрофизические основы многоволновой сейсморазведки. Технологии сейсморазведки. 2014(3) – С. 5-24.
2. Backus G.E. Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering// J.Geophys. Res. 1962. V. 67. P. 4427–4440.
3. Mavko G., Mukerji T., Dvorkin J. The Rock Physics Handbook. 2-nd Edition. Cambridge Univ. Press., 2009. 511 p.
4. Thomsen L. Weak elastic anisotropy // Geophysics. 1986. V. 51. P.1954–1966.

ELASTIC PROPERTIES UPSCALING FOR GEOMECHANICAL MODELING OF OIL FIELD

¹Dubovskaya A.V., ²Rusina O.A., ¹Bayuk I.O.

¹The Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences (IPE RAS) dubovskaya.a@gmail.com;

²Lomonosov Moscow State University

The aim of the paper is to develop a method of elastic properties upscaling in case of flat-lying layered geological terrains from borehole surveys scale to geomechanical model of a field using Backus method.

In our paper we developed a model of mechanical properties of oil field in a scale of geomechanical model based on borehole surveys data. Applying Backus method for averaging we calculated mechanical properties of effective medium with effective transversely isotropic layers averaged over the scale of stratigraphic horizons. Estimates of the degree of anisotropy of the medium obtained were then carried out. It was shown that averaging of the Backus scale of stratigraphic horizons leads to a model with an effective medium with a weak degree of anisotropy.

МИГРАЦИЯ РТУТИ В СИСТЕМЕ: ПОЧВЫ-ОРГАНИЗМЫ РУДНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Ермаков В.В., Данилова В.Н., Хушвахтова С.Д.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, val1910@mail.ru

Оценка миграции микроэлементов под влиянием организмов в различных геохимических условиях - важная задача биогеохимических исследований. Характер миграции элементов в значительной степени определяется составом и обилием почвенных микроорганизмов и растений, которые действуют как инициаторы рассеивания или концентрирования металлов [Данилова и др., 2010; Ермаков, Данилова, 2011].

Цель работы - оценить роль растений и почвенной микрофлоры в биогенной миграции ртути в условиях рудных территорий в связи с проблемой рекультивации почв.

Полевые исследования выполнены в рудных районах Киргизии (рудники Хайдаркен и Чаувай) в пределах Южно-Ферганского ртутного субрегиона биосферы. Месторождения Хайдаркен, Чаувай относятся к кварц-флюорит-антимонит(кварц-антимонит)-киноварному типу. Они приурочены к зоне контакта сланцев с известняками. Ртутное и ртутно-сурьмяное оруденение размещается в джаспероидах и роговиках. Для них характерен следующий комплекс минералов: рудные: киноварь, метациннабарит, антимонит, реальгар, аурипигмент, араминит, гетчелит, бертьерит, халькопирит, пирит; жильные - кварц, флюорит, серицит, кальцит, барит и др. Содержание ртути в киновари достигает 80%, а в блеклых рудах смешанного состава - 7-19%. Сопутствующие химические элементы: Sb, As, Se. [Озерова, 1986].

Было отобрано 45 образцов разных почв, формирующихся над рудными телами, а также на техногенных участках (отвалы, урботехноземы из горизонта А 0-15-20 см) для микробиологических исследований. Основная часть почв – карбонатные сероземы. Для выращивания микробной биомассы использованы почвенные среды с естественными соотношениями и концентрациями химических элементов. Почвенную суспензию наносили на поверхность целлюлозных мембран, наложенных на твердую среду Чапека. Содержание общей ртути в почвах, растениях и биомассе почвенной микрофлоры определяли методом беспламенной ААС.

Установлено, что концентрации ртути в обследованных почвах изменяются от 0,028 до 357,3 мг/кг. Наиболее высокий уровень содержания металла (до 357,3 мг/кг) был обнаружен в почвах, образованных над рудными телами и в пределах отвалов. Самое

низкое содержание ртути (0,028 до 0,066 мг/кг) характерно для почв фоновой территории.

На фоновых участках выявлена тенденция увеличения извлечения ртути из почв 1 М раствором HCl , а также 1 М раствором HNO_3 . При этом степень извлечения ртути в засоленных почвах была выше по сравнению с почвами без признаков засоления. Экстракция ртути 0,1 М ацетатным буфером была слабой. При этом не установлено корреляции между общим содержанием ртути в почвах и вытяжках 0,1 М ацетатным буфером.

Обнаружено, что с увеличением температуры почвы ртуть десорбируется (рис. 1). Для некоторых почв из Хайдаркена десорбция при продувке пробы воздухом или азотом достигает 10% от общего содержания. При этом повышение температуры до 35°C усиливает процесс десорбции ртути. Очевидно, дальнейшее повышение температуры вызовет более активную десорбцию элементной ртути. Таким образом, результаты проведенного эксперимента по идентификации ртути в газовой фазе и данные фазового анализа указывают на присутствие значительных количеств элементной ртути в урбоземах рудника Хайдаркен. Это согласуется с результатами исследований по обнаружению ртути в почвенном и атмосферном воздухе Южно-Ферганской геохимической провинции [00].

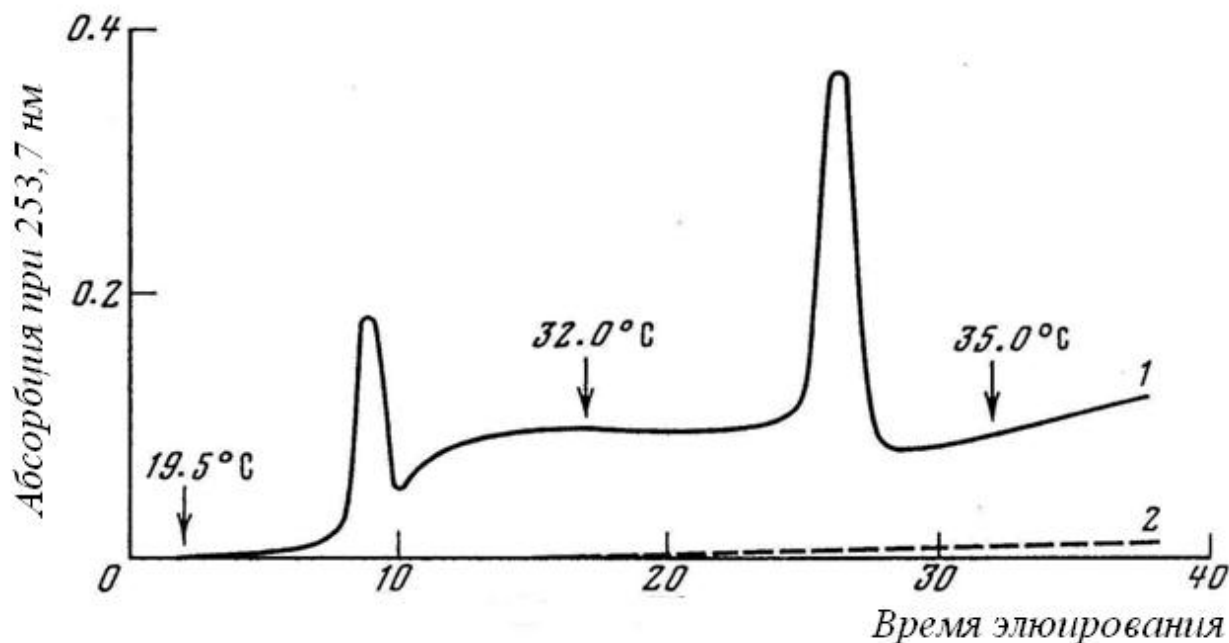


Рис. 1. Десорбция ртути из воздушно-сухой почвы рудника Хайдаркен (1) и пос. Рават (2) – контроль.

В анализируемых почвах ртутного субрегиона биосферы грибковая биомасса составляет от 3 до 560 мг/кг, бактериальная биомасса - от 7 до 78 мг/кг, а их общая биомасса составляет от 10

до 600 мг сухого вещества на 1 кг воздушно-сухой почвы. Содержание ртути в микробной биомассе изменяется от 0,3 до 600 мг/кг воздушно-сухого вещества. Как правило, при высоком содержании ртути в почвах и питательной среде на чашках Петри преобладают бактерии и кокки, и выход биомассы снижается (рис. 2).

Однако, даже при концентрации ртути в окружающей среде 300 мг/кг (отвал) наблюдается слабый рост бактерий. Рост растений (злаки и др.) был полностью подавлен при этой концентрации ртути. Существует прямая положительная корреляция между уровнем содержания металла в почвах и его концентрацией в сухой биомассе микроорганизмов. Коэффициент корреляции (r) для ртути равен 0,827. Коэффициент биологического поглощения ртути (K_b) микроорганизмами в большинстве анализируемых проб почв превышает 1, достигая 34,64, что указывает на большую способность микроорганизмов аккумулировать ртуть из почв.

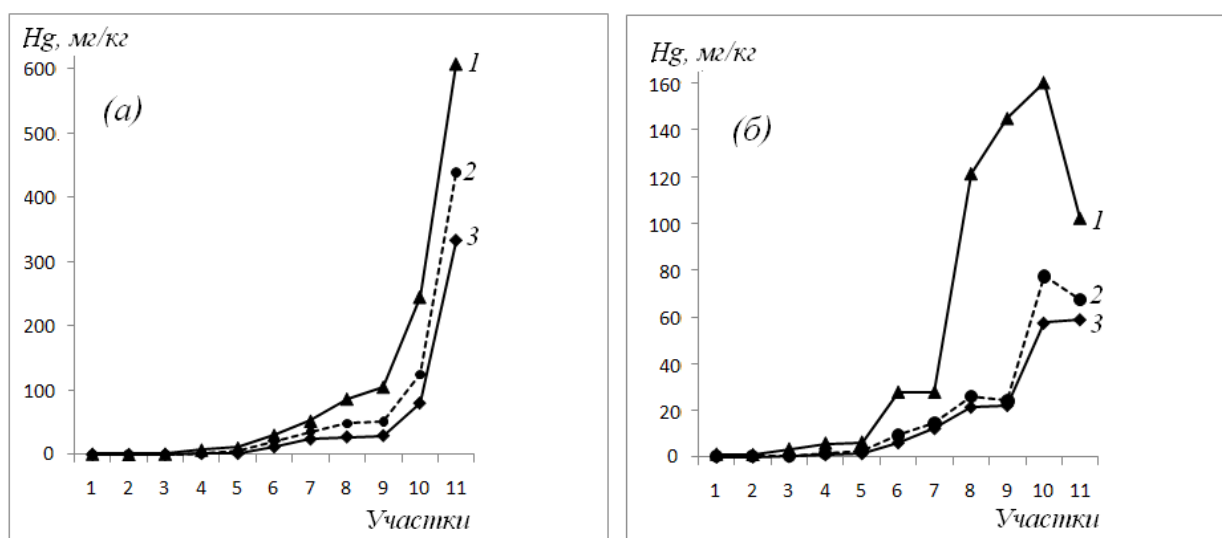


Рис. 2. Сравнительное аккумулирование ртути почвенной микрофлорой из почвенной среды и растениями, произрастающими в пределах рудников Хайдаркен (а) и Чаувай (б). 1 – биомасса почвенных микроорганизмов, 2 – растения, 3 – почва.

Данные этого исследования показали, что в Южно-Ферганском ртутном субрегионе биосферы с неоднородностью почвенного покрова, значительными колебаниями концентрации ртути в почвах и размеров микробной биомассы, общее содержание металла в почвах является основным фактором, который определяет степень вовлечения ртути биогенный цикл почвенной микрофлорой. При ремедиации загрязненных почв технологии с использованием почвенных микроорганизмов являются перспективными для

локальных участков загрязнения, но требуют дополнительных исследований. Что касается растений, их использование в качестве экстракторов ртути ограничено в результате меньшего аккумуляирования металла и невозможностью культивирования при концентрации ртути в отвалах или почвах более 100 мг/кг.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 15-05-00279)

Литература

1. Данилова В.Н., Хушвахтова С.Д., Ермаков В.В. Взаимодействие ртути с гуминовыми кислотами // Современные проблемы загрязнения почв. М.: МГУ, 2010. С. 201-204.
2. Ермаков В.В., Данилова В.Н. Биоаккумуляирование и детоксикация ртути // Проблемы биогеохимии и геохимической экологии, 2011. № 1 (15). С. 3-16.
3. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986. 232 с.

MIGRATION OF MERCURY IN THE SYSTEM: SOIL-ORGANISMS OF ORE TERRITORIES

Ermakov V.V., Danilova V.N., Khushvakhtova S.D.

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHI) RAS, Moscow, val1910@mail.ru

The data of this researches have shown that in the South Fergana mercury subregion of the biosphere, which is characterized by heterogeneity of its soil cover, significant fluctuations of mercury levels in soils and the size of the microbial biomass, the content levels of the above metals in soils is the principal factor that determines the degree of the their involvement in the biogenic cycle by the soil microflora and plants. When remediation of soils the technology of soil microorganisms is promising for local sites of pollution, but requires additional research. As for plants, their use as limited accumulative capacity, and the impossibility of cultivation when the concentration of mercury in the dumps more than 100 mg/kg.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ ОБЛИК ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ МИЛОГРАДОВСКОЕ (ПРИМОРЬЕ)

Жаворонкин В.И., Кулешов А.В.

Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж

zhavoronkin@geol.vsu.ru; al.vl.kuleshov@gmail.com

В практике детальных поисково-разведочных работ петрофизические исследования занимают важнейшее место и способствуют решению задач поисков и оценки рудных месторождений [Жаворонкин и др., 2013; и др.].

Объект исследований - Милоградовское золоторудное проявление, располагается в пределах южной части Восточно-Сихотэ-Алинской золото-сереброрудной минерагенической зоны и приурочено к Милоградовско-Маргаритовской вулканогенно-тектонической депрессии, ограниченной с севера Неизменным, с юга Южно-Милоградовским субширотными глубинными разломами, а с востока и запада Милоградовским глубинным разломом северо-западного простирания [Сахно и др., 2011].

В строении исследуемой площади принимают участие отложения комплексов (снизу вверх): приморского, сияновского, и богопольского. Кроме того, выделяет отдельный, самостоятельный, самый верхний, по стратиграфическому положению, милоградовский комплекс. Возраста становления вулканитов приморского, сияновского, богопольского, милоградовского комплексов составляют 85-83, 70-69, 60-57 и 53-47 млн. лет, соответственно [Ивин и др., 2008].

На дневную поверхность выходят породы только трех комплексов: сияновского, богопольского и милоградовского. Они представлены игнимбритами, туфами (дацитов и риолитов, риодацитов) и туфобрекчиями. Вулканиты прорываются экструзивными и интрузивными образованиями дацитов, гранит-порфиров и риолитов, предположительно милоградовского возраста [Ивин и др., 2008; Ненахова, 2016]. С внедрением экструзивных и интрузивных образований связаны зоны гидротермально-метасоматической проработки, к которым приурочена золото-серебряная минерализация.

Петрофизические исследования проводились на 432 образцах пород и руд, отобранных в процессе поисково-съёмочных работ. В измерительном процессе определялись плотность, магнитная восприимчивость, удельное электрическое сопротивление, скорость продольных волн. Осредненные результаты измерений сведены в приведенную ниже таблицу.

По полученным данным построены гистограммы, свидетельствующие о сложном характере распределения физических параметров. Это связано, в основном, с неоднородностью гидротермально-метасоматических процессов, в меньшей степени с гипергенными изменениями пород.

Таблица

**Петрофизические свойства горных пород и руд
Милоградовского рудопрооявления**

Структурно- вещественный комплекс	Плотность ρ , г/см ³	Магнитная вос- приимчивость $\chi \cdot 10^{-5}$ ед. СИ	Удельное сопро- тивление $\rho_{уд}$, Ом м	Скорость про- дольных волн V_p , м/сек
Туфы	2,547	24,3	2611	4232
Туфобрекчии	2,535	7,6	3383	4536
Гранит-порфиры и дациты	2,506	1626,4	1709	4542
Риолит	2,474	78,8	2041	3875
Кварц пузырьча- тый	2,198	-1,1	1181	4729
Кварц выветре- лый	2,546	-1,3	3675	4675
Кварц массивный	2,601	-0,5	9375	5034

На гистограммах фиксируется бимодальный характер распределения характеристик, присущий в максимальной степени для удельного электрического сопротивления и скорости продольных волн туфов и туфобрекчий. Данная картина складывается за счет того, что породы представлены различными типами туфов: в одних образцах преобладают псефитовые частицы, во вторых – псаммитовые, а в третьих – пепловые.

На гистограммах плотности кварца выветрелого заметен бимодальный характер распределения. Скорее всего часть образцов в большей степени повергнута гипергенным процессам.

В процессе обработки данных рассчитаны основные статистические характеристики для туфов, туфобрекчий, кварца выветрелого и кварца массивного.

Значения асимметрии удельного электрического сопротивления кварца выветрелого и туфобрекчий минимальны, магнитная восприимчивость имеет большие значения эксцесса и асимметрии. Для скорости продольных волн кварца выветрелого эксцесс близок к нулю, нет четко выраженного пика. В целом по всем четырем группам на-

блюдается близость медианного и среднего значений, что говорит о близости к нормальному закону распределения.

С использованием полученных данных была разработана петрофизическая модель объекта в виде диаграммы (рисунок).

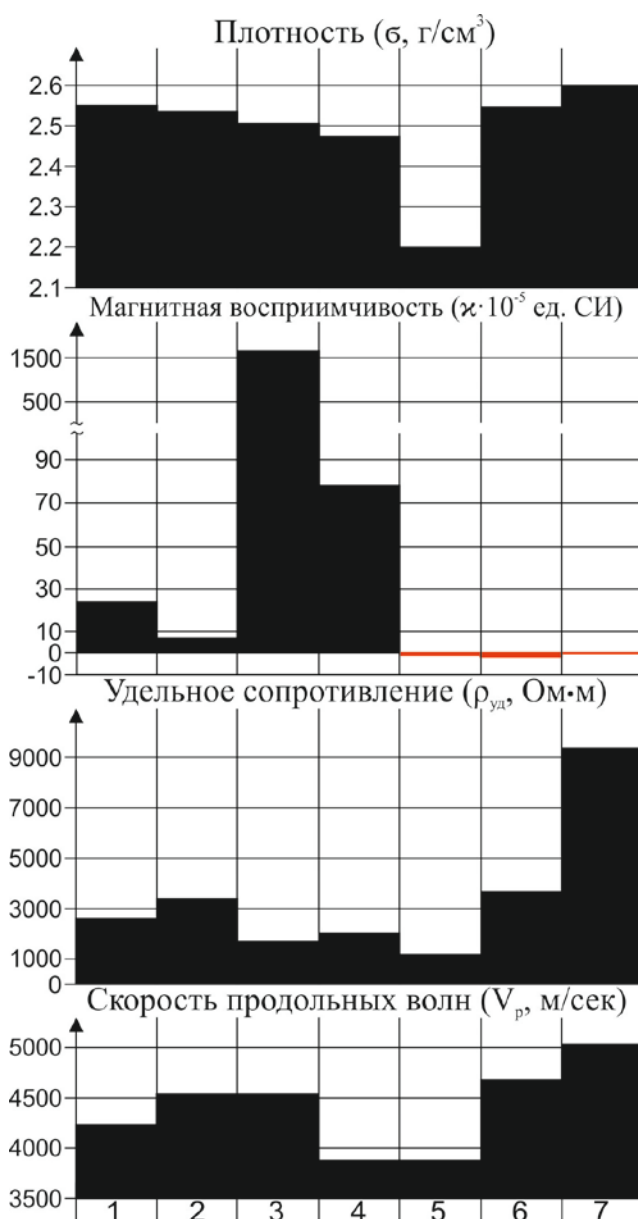


Рисунок. Модель-диаграмма Милоградовского рудопроявления: 1 – туфы; 2 – туфобрекчии; 3 – гранит-порфиры и дациты; 4 – риолиты; 5 – кварц пузырьчатый; 6 – кварц выветрелый; 7 – кварц массивный.

На представленной модели хорошо видна дифференциация пород и руд по петрофизическим свойствам. В максимальной степени наблюдается дифференциация по магнитной восприимчивости и удельному электрическому сопротивлению, в меньшей степени по плотности. По скорости продольных волн породы и руды дифференцируются в меньшей степени, но туфы, как вмещающие породы, отличаются на порядок.

Результаты исследований позволяют:

- а) разработать рациональный комплекс геофизических методов при последующих поисковых и картировочных работах;
- б) существенно повысить однозначность истолкования наблюдаемых физических полей.

Литература

1. Жаворонкин В.И., Доманин А.Ю. Хорохордин Е.П. Петрофизические особенности хромитовых руд и вмещающих пород Олыся-Мусюрского массива (Приполярный Урал) / XIV Международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». – М.: ИФЗ РАН, 2013. – С. 104-107.
2. Ивин В.В. Гидротермалиты Милоградовской площади (южное Приморье) и их пространственные соотношения с проявлениями золотосеребряной минерализации / В.В. Ивин, В.Г. Хомич, Н.Г. Борискина // Вестник Томского государственного университета. – 2008. - № 315. – С. 218 - 219.
3. Ненахова Е.В. Состав руд и условия формирования золотоносных кварцевых жил Милоградовского рудопроявления (Приморский край) / Е.В. Ненахова // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. – Владивосток: Дальнаука, 2016. – С. 354 – 357.
4. Сахно В. Г. Позднемезозойские и кайнозойские эпохи магматизма и оруденения Дальнего Востока: критерии прогноза объемного медно-порфирового и серебряного оруденения на основе изотопно-геохимических исследований / В.Г. Сахно, В.И. Гвоздев, П.П. Сафонов, Ф.И. Ростовский, Л.С. Цурикова // Проблемы минерации России. – М.: ГЦ РАН, 2011. – С. 301 - 324.

PETROPHYSICAL FEATURE OF THE ROCKS FOR GOLD MINERALIZATION MILOGRADOVSKOE (PRIMORYE)

Zhavoronkin V.I., Kuleshov A.V.

Voronezh State University (VSU), Voronezh

zhavoronkin@geol.vsu.ru, al.vl.kuleshov@gmail.com

Petrophysical characteristics of Milogradovskoe gold-silver ore (Primorye) -density, magnetic susceptibility, electrical resistivity and the velocity of longitudinal waves have been considered. On the basis of these data the draft petrophysical model of studied object has been constructed with clear differentiation of rocks and ores by physical properties.

ЦИРКОНЫ РАЗЛИЧНОГО ВОЗРАСТА И ИХ СОБСТВЕННАЯ ЛЕТУЧЕСТЬ КИСЛОРОДА

Жаркова Е.В., Кадик А.А.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского
(ГЕОХИ РАН) zharkova@geokhi.ru

Термодинамические и экспериментальные исследования ксенолитов верхней мантии свидетельствуют о весьма широких вариациях летучести кислорода, как под континентальными, так и под океаническими областями [Arculus R.G. Kadik A.A.]. Обнаруженные значения собственной летучести кислорода (intrinsic oxygen fugacity $-fO_2$) находятся в пределах буферных равновесий фаялит-магнетит-кварц (FMQ) и железо-вюстит (IW). Эволюцию окислительно-восстановительного состояния верхней мантии связывают, главным образом, с плавлением, дегазацией планеты, формированием металлического ядра, а также с погружением литосферных слоев в мантию. Однако наши знания о процессах, которые определяют баланс кислорода в глубинах Земли, во многом остаются весьма ограниченными. Предметом дискуссии является и вопрос об особенностях изменения окислительно-восстановительного состояния мантии в геологическом времени. Предполагается, что первоначальное состояние верхней мантии было более восстановленным, чем современное и близким по значениям fO_2 к равновесию минералов с (Fe, Ni) металлической фазой и химическая дифференциация верхней мантии в дальнейшем характеризуются повышением потенциала кислорода [Arculus R.J.; Kadik A.A.]. Однако нет ясных свидетельств того, носил ли этот процесс постепенный характер, или же он был приурочен к ранним этапам формирования мантии, когда на баланс кислорода могли оказывать влияние такие процессы, как дегазация или крупномасштабное плавление мантии на поздних этапах аккреции Земли.

В данной работе проведены электрохимические определения собственной летучести кислорода кристаллов циркона из различных по возрасту магматических и метаморфических комплексов континентальной коры с целью определения возможной эволюции окислительно-восстановительного режима литосферных слоев верхней мантии во времени. Циркон – ортосиликат циркония, является широко распространенным акцессорным минералом во многих типах изверженных, метаморфических и осадочных пород. По генезису в породе он может быть как продуктом первичной магматической кристаллизации, метаморфизованным образованием, ксенокристом, захваченным расплавом из вмещающих пород, детритовым зерном. Устойчивость циркона к химическому и термальному воздействию, повышенные содержания урана, изоморфно замещающего цирконий, при отсутствии сродства к свинцу, сделали его главным минералом-геохронометром при определении возраста пород U-Pb изотопным методом. Хорошо

известна устойчивость цирконов к различным химическим воздействиям, что и является основанием для их выбора при определении возраста пород. Собственная летучесть кислорода оксидных минералов имеет сложную природу, связанную как с наличием элементов переменной валентности, так и с кислородными дефектами в их структуре. С термодинамической точки зрения fO_2 минералов, определенная с помощью твердых кислородных электрохимических ячеек, должна отражать окислительно-восстановительные условия их первоначального роста [Sato M.], если природные соединения не испытывали вторичных изменений под влиянием последующих геохимических процессов.

Для измерения собственной летучести кислорода были выбраны 14 образцов цирконов из различных пород и районов описание которых приведены в таблице 1.

Измерения fO_2 минералов проводили в высокотемпературной печи на основе двух твердых электролитических ячеек [Кадик А.А., Жаркова Е.В. и др.]. Определения собственной летучести кислорода цирконов в процессе прямых (повышение температуры) и обратных (понижение температуры) измерений свидетельствует о подчинении линейной зависимости $\log fO_2$ кристаллов от обратной температуры ($10^4/T^\circ K$) в соответствии с зависимостью:

$$\log fO_2 = A + B/T^\circ K \quad (1)$$

Это свидетельствует о достижении равновесия во время опытов и отсутствие побочных реакций, которые могли бы повлиять на определение fO_2 кристаллов. Наиболее типичные побочные реакции связаны с включениями в минералах, к которым в первую очередь относятся флюориты. Значения коэффициентов «А» и «В» линейной зависимости (1) для цирконов приведены в табл. 2.

Цирконы, выбранные для исследования, несут признаки магматического происхождения и сложной петрологической истории тех пород, в которых они присутствуют в качестве акцессорных минералов. Следует ожидать, что измеренная летучесть кислорода этих кристаллов отражает всю сложность процессов, которые протекали в литосфере в различные геологические времена. В связи с этим интерпретация природы явлений, которые определили значения fO_2 цирконов, встречает много трудностей.

Сравним полученные значения fO_2 цирконов из коровых магматических и метаморфических комплексов различного возраста с летучестью кислорода характерной для пород верхней мантии. Равновесия в полиминеральных системах пород с участием Fe^{2+} - Fe^{3+} указывают на то, что окислительно-восстановительное состояние современной континентальной и океанической литосферы верхней мантии определяется ее широкими вариациями [Arculus R.J.; Ballhaus C.; Кадик А.А., Жаркова Е.В. и др.]. Максимальные значения летучести кислорода достигают величин fO_2 буферного равновесия FMQ и более высоких, минимальные - на 2-3 порядка ниже буферного равновесия FMQ, однако в среднем

они тяготеют к FMQ [Arculus R.J.; Ballhaus C.; Кадик А.А., Жаркова Е.В. и др.]. Измерения fO_2 астеносферных пород лежат в области на 2-3 log единицы fO_2 ниже FMQ [Arculus R.J.; Ballhaus C.; Кадик А.А., Жаркова Е.В. и др.] Перидотиты с высокими значениями fO_2 несут следы метасоматических преобразований и обладают наиболее высокой степенью деплетирования [Ballhaus C.]. Это позволяет связывать эволюцию окислительно-восстановительного состояния с воздействием плавления и флюидов на эти породы.

Значения fO_2 цирконов из древнейших тоналитов (ортогнейсов) Омолонского массива (Сибирь) возраста 3500 млн. лет и из гранитоидов гранит-зеленокаменной ассоциации (Среднее Приднестровье) возраста 3000 млн. лет свидетельствуют о том, что окислительно-восстановительное состояние литосферных слоев верхней мантии в докембрии были близки к буферному равновесию WM. В целом эти значения fO_2 близки к окислительно-восстановительному состоянию «сухих» перидотитов верхней мантии с низкой степенью деплетирования. Кристаллы не несут признаков исключительного повышения потенциала кислорода до значений FMQ, FMQ+1, которые устанавливаются для мантийных пород, подвергнутых метасоматическому преобразованию.

Измерения собственной летучести кислорода цирконов из магматических и метаморфических комплексов коры различного возраста свидетельствуют о том, что коровое вещество несет некоторые признаки эволюции окислительно-восстановительного режима верхней мантии во времени, связанное с повышением потенциала кислорода в более поздние времена, чем 3000-3500 млн. лет. Вместе с тем, значения fO_2 древних цирконов далеки от окислительно-восстановительных условий равновесия минералов с металлической фазой железа, которые, по-видимому, были характерны для заключительных стадий формирования верхних слоев мантии. Это позволяет предполагать, что главная стадия повышения потенциала кислорода в верхних слоях мантии происходит на ранних этапах формирования Земли.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 17-05-20110г

Литература.

- Arculus R.G. 1985. Oxidation status of the mantle: past and present. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*. V. 13. P. 75-95.
- Ballhaus C. 1993. Redox state of lithospheric and asthenospheric upper mantle. *Contribs. Mineral. And Petrol.* V. 114. P. 331-348.
- Kadik A.A. 1997. Evolution of Earth's redox state during up-welling of carbon-bearing mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. V. 100. P. 157-166.
- Sato M. 1971. Electrochemical measurements and control of oxygen fugacity and the other gaseous fugacities with solid electrolyte systems. In: G.C.Ulmer (Editor), *Research techniques for high pressure and high temperature*. Springer, Berlin-Heidelberg-New York. P. 43-99.

Бибикова и др. 1982. Исследование вариаций изотопного состава кислорода акцессорных цирконов. *Докл. АН СССР*. Т. 264. № 3. С. 698-702.

Кадик А.А., Жаркова Е.В., и др. 1988. Окислительно-восстановительные условия в верхней мантии: экспериментальное определение летучести кислорода минералов перидотитовых ксенолитов вулкана Шаварын-Царам (Монголия). *Геохимия*. № 6. С.783-793.

Таблица 1. Описание образцов цирконов выбранных для исследования. (Коллекция Е.В. Бибиковой) [Бибикова Е.В. и др.].

Образец	Порода	Район отбора	Возраст млн. лет
15148	Гранит	Восточное Забайкалье	130-170
19 а	Биотитовый рапакиви	Бердяушский плутон. Южный Урал	1350
8-365	Гранит	Шароазаринский массив. Восточная Сибирь	340
ОНГ 3	Плагтиогранит	В Онотском блоке Шарыжалгайского выступа плагтиогнейсы и плагтиограниты слагают блоки и пластины площадью до 10 ² км. Присаянье	3400
29950	Габбро	Украинский щит. Орехово- Павлоградская субмеридиональная шовная структура разделяет Приднестровский и Приазовский блоки докембрийских пород.	2650
13-11	Габбро	Нотозерский интрузивный комплекс расположен в краевой части Беломорского подвижного пояса Балтийского щита.	2700
2128	Габбро-диорит	Еленовка. Приазовский блок Украинского щита	2900
С-87-21	Диорит	Река Клыч. Тектоническая зона Главного хребта Большого Кавказа.	320
196	Диорит	Проба была отобрана в районе Тупой Губы озера Ковдозера Беломорского подвижного Пояса Балтийского щита.	2730
650	Диорит	Ямбург. Район Среднего Приднестровья является классическим районом развития пород гранит-зеленокаменной ассоциации.	3000
Чук 10	Тоналитогнейс	Омолонский массив, расположен на Северо-Востоке Сибири, является одним из древнейших в России.	3500
3/1	Чарнокит	Алданский щит. Образец отобран с среднем течении реки Алдан.	1970
518	Чарнокит	Вичанский массив. Зона сочленения Беломорских и Карельских образований Балтийского щита.	2420
19	Кимберлит.	Трубка Мир. Якутия	350

Таблица 2. Значения коэффициентов «А» и «В» в эмпирической линейной зависимости $\log fO_2 = A - B/T^{\circ}K$ и расположение линии относительно буферных равновесий QFI, IW, WM и FMQ.

Образец	A	B	r*	n**	Расположение линии относительно буферов
15148	23,046	45430	0,993	10	При 800°C $\pm 1 \log$ ед. fO_2 IW. При 1100°C $\pm 1,5 \log$ ед. fO_2 FMQ
19 а	20,814	42121	0,996	9	
8-365	16,407	37805	0,991	9	
ОНГ 3	32,494	55912	0,998	8	
29950	26,183	48686	0,974	9	800°C –IW; 1100°C FWQ
13-11	9,358	30775	0,985	8	Практически совпадают с буферной прямой IW
2128	9,546	31274	0,977	9	
C-87-21	12,335	34333	0,975	8	Между буферами IW и WM
196	17,312	38581	0,981	8	
650	12,843	32531	0,989	9	
Чук 10	14,509	35680	0,988	9	Между буферами IW и WM
3/1	14,702	35501	0,991	8	WM $\pm 1 \log$ ед. fO_2
518	18,794	39012	0,967	13	
19	10,994	32230	0,978	8	Ближе к IW

r*- коэффициент корреляции; n**- количество экспериментальных точек.

ZIRCONES OF DIFFERENT AGES AND THEIR INTRINSIC OXYGEN FUGACITY

Zharkova E.V., Kadik A.A.

V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow zharkova@geokhi.ru

We have carried out the electrochemical determination of the intrinsic oxygen fugacity (fO_2) in zircons from continental crustal igneous and metamorphic complexes of various ages, in order to estimate the possible evolution of the redox regime of the lithospheric upper mantle with time. fO_2 values recorded in zircons from the oldest tonalities (orthogneisses) of the Omolon Massif in Siberia with an age of 3500 Ma and granitoids of the granite-greenstone association in the middle Pridnestrovie with an age 3000 Ma indicate that the redox conditions of the Precambrian lithospheric mantle were close to the WM buffer. These fO_2 values are generally consistent with the redox state of “dry” low depleted peridotites. The crystals don’t show the oxygen potential as high as the FMQ and FMQ+1 values that are typical of mantle rocks affected by metasomatic alteration. The determination of intrinsic oxygen fugacity in zircons from igneous and metamorphic crystal complexes of various ages shows that these rocks bear evidence of the evolution of redox conditions in the upper mantle, which is related to an increase in oxygen potential after 3000-3500 Ma. However, the fO_2 values of old zircons don’t reach the values typical of mineral equilibrium with a metallic iron phase, which characterized the final stages of upper mantle formation. Therefore, significant increase in oxygen potential of the upper mantle occurred at the earlier stages of Earth formation.

О НЕКОТОРЫХ ПЕТРОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ СОСТАВА И ФОРМИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Зинчук Н.Н.

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

nnzinchuk@rambler.ru

Вопросам внедрения кимберлитовой магмы, становления и последующего изменения таких образований посвящены многочисленные опубликованные работы, в которых главное внимание уделяется реликтовым структурам и текстурам исходной породы, псевдоморфоз, их формы и расположения в породе. В кимберлитах, 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. Стекло не обнаружено также в обломочном материале кимберлитов. Существуют различные мнения о строении стекол вообще и природных в частности. Одни исследователи считают, что основой их являются кристаллиты (т.е. участки с упорядоченной структурой), другие считают стекло как непрерывные беспорядочные сети. Последняя теория удовлетворительно объясняет многие свойства стекол: а) существует ближняя и отсутствует дальняя упорядоченность; б) превалирует один из мотивов ближнего порядка, обладающий определенным составом. В условиях образования самих стекол соединения между кристаллами осуществляются между атомами одинаково. Дело только в разных размерах кристаллов (микролитов) и кристаллитов. Более мелкие частицы имеют размер элементарных ячеек и отдельных полиэдров SiO_4^{4-} и AlO_4^{5-} . В какой-то степени в кимберлитах присутствуют все три типа частиц с преобладанием тех или других. Преобразование стекла в кристалл сопровождается уменьшением объема. В природных стеклах, приуроченных к основным и ультраосновным породам, содержится мало магнезии вследствие химических свойств самого магния и влияния его на ход кристаллизации магмы. Оксид магния является своего рода затравкой, возникающей по мере охлаждения расплава. Выделение MgO делает расплав более богатым остальными порообразующими компонентами – щелочами, известью и кремнеземом, из которых в зависимости от P - T -условий могут кристаллизоваться монтichelлит, пироксен или образоваться стекло, химический состав которого не будет отвечать исходной ультраосновной магме. Стеклообразованию в процессе консолидации магмы в подобных условиях может содействовать

железо. Благодаря изменчивости его валентности вносится определенная дестабилизация в процесс упорядоченности ионов и образования кристаллического вещества. При избытке в остаточном расплаве железа стекло может возникнуть и при сравнительно небольшом содержании кремнезема. В процессе кристаллизационной дифференциации любой магмы, которая содержит определенное количество воды, в конечной стадии консолидации появляются многоводные, преимущественно аморфные (и даже рентгеноаморфные) образования, которые описаны под различными названиями: палагонит, гизингерит, хлорофеит и др. Подобного рода образования обычно именуют коллоидными минералами, возникающими как в процессе эволюции расплава на глубине, так и при излиянии его на дневную поверхность. Наиболее характерны подобные образования для основных пород. Палагонит – совокупность богатых водой аморфных или слабоокристаллизованных образований, которые возникли при охлаждении богатого водой расплава и в период формирования магматического тела ведут себя как флюидонасыщенная жидкость. Палагонит ассоциирует со стеклом, который в слабораскристаллизованных породах занимает место последнего. В стекле он находится в виде включений округлой формы с резкими границами. К палагониту иногда бывают приурочены рудные минералы и апатит. Глобулы палагонита в стекле бывают: а) однородные изотропные или слабо анизотропные; б) концентрически зональные. Палагонит нередко имеет вид сморщенного при усыхании гелеобразного вещества с системой трещин. Палагонит и гизингерит – аморфные минералы, представляющие собой затвердевший силикатный гель.

К постмагматическим преобразованиям кимберлитов относятся изменения магматических пород в пневматолитово-гидротермальную стадию метаморфизма. Верхней температурной границей считается 600°C (при которой от магматического расплава отщепляется флюид), а нижней можно условно считать температуру кипения воды, хотя некоторые минералы возникают и при более низких температурах. Наряду с аутометаморфическими процессами (в обстановке близкой к изохимической), в кимберлитовых телах довольно широко распространен метасоматоз (автометасоматоз). К последним следует отнести хлоритизацию слюд и полевых шпатов из ксенолитов, которая сопровождается выносом щелочей и кальция. При бруситизации оливина происходит удаление кремнезема. Оталькование серпентина предусматривает привнос SiO_2 , а при окварцевании минерала происходит 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 H^+ и OH^- , т.е. pH раствора, который в значительной мере определяется количеством в нем сильных оснований (Na, K, Ca и др.). 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. Определенное ее количество заимствуется также в карбонатах. Для возникновения серпентина 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. Это подчеркивают трещины синерезиса, разбивающие 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 структуру, возникающую в процессе быстрого роста множества кристаллов с четырех сторон. 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.

Таким образом, сформировавшийся в процессе кристаллизационной дифференциации остаточный расплав-раствор базитов и ультрабазитов не обогащен, как считают некоторые исследователи, магнием, 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 происходит гидролиз и возникает кристаллическая фаза, представленная смектитом. Появление аморфной фазы может быть связано с процессом быстрого выпадения геля из раствора с последующим его высыханием. Наиболее подходящими компонентами служат состав и форма размещения палагонита или гизингерита. Последний встречен не только в базальтах, но и в габбро. Возникновение аморфных

веществ, основу которых составляют кристаллиты слоистых силикатов (серпентин и серпофит) возможно при низком давлении. Увеличение давления содействует образованию кристаллических веществ и уменьшению объём породы. С увеличением давления уничтожается также реликтовая структура породы. Сохранившаяся в кимберлитах реликтовая структура в значительной мере связана со сравнительно низким давлением в процессе серпентинизации. По вопросам становления и дальнейшего формирования кимберлитовых тел и слагающих их минералов можно отметить: 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 магнием железистое стекло, которое в связи с ограниченным количеством кремнезема является малоустойчивым и может разрушаться наравне с оливином (однако от изобилия 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 CO_2 ; в) Большое значение для мобильности карбонатного расплава имеют щелочи (особенно натрий), который впоследствии образует шортит или обладая (в отличие от калия) положительной энергией гидратации, легко выносится поствулканическими растворами; г) Разрушение наименее устойчивого соединения – главного минерала кимберлитов - оливина проходит под влиянием уголекислоты 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, вдоль трещин синерезиса и по наименее плотным участкам геля, а также по трещинам оливина в частично разрушенном кимберлите, существенно изменяя петролого-петрофизические свойства пород.

ABOUT SOME SPECIFIC FEATURES OF COMPOSITION AND FORMATION OF KIMBERLITE

Zinchuk N.N.

Data about some general specific features of composition and formation of kimberlite are provided. The last process occurs fast, mainly over the edges of former with formation of pseudomorphs, along fissures of syneresis and on the most compact parts of gel, as well as along fractures of olivine in partially destroyed kimberlite.

О ТЕКТНИКО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ АЛМАЗОПЕРСПЕКТИВНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) АН РС (Я), г.Мирный,
nnzinchuk@ramber.ru

Границы современной Сибирской платформы (СП) обычно проводятся по тектоническим швам, представляющим собой надвиги складчато-глыбовых сооружений на субгоризонтально залегающие платформенные образования. Геоморфологически она выражена резким переходом от горных областей к платформенным плоскогорьям и равнинам. В геосинклинальное окружение платформы включаются краевые (перикратонные) прогибы, на юге и западе – это Байкало-Патомский, Восточно-Саянский и Приенисейский. В докембрийский период дроблению подверглись в основном краевые части СП, что послужило причиной образования обширных седиментационных бассейнов и обособленных внутripлатформенных континентальных поднятий (типа антеклиз) с обнаженным кристаллическим фундаментом, перекрытых в отдельных местах среднепротерозойским протоплатформенным чехлом. Центральная антеклиза протягивалась в северо-восточном направлении через всю центральную часть платформы и отделяла северный и западный бассейны от Северо-Восточного и Байкало-Вилуйского бассейнов. Последний с юго-востока ограничивался Алдано-Становой антеклизой. Заложившаяся в рифее узкая система грабенов, расширяясь, преобразовалась в авлакогены сквозного среднепалеозойского и мезозойского развития. В северо-восточной части СП рифейские отложения формировались в Анабаро-Оленекском бассейне. Рифтогенное происхождение бассейна позволяет отнести его к входящему авлакогену под названием Уджинского или Билиро-Уджинского. В конседиментационной структуре Уджинский авлакоген состоял из западного Куонамского и центрального глубокого Билиро-Уджинского грабенов. Унаследованные в более позднем структурном плане рифейские перикратонные опускания именуются Ангари-Ленским и Березовским прогибами. К началу девонского периода (каледонская складчатость) оформились границы СП, близкие к современным её очертаниям. Среднепалеозойская история тектонического развития СП начинается с конца силурийского-начала девонского периода, когда в результате каледонской складчатости и орогенеза на платформе установился континентальный режим. Тунгусский бассейн с юга СП ограничивался Иркинсеевским валообразным поднятием,

инверсированным рифейским одноименным авлакогеном. В Тунгусской синеклизе выделяется ряд структурно-фациальных районов, каждый из которых имеет свои специфические литолого-стратиграфические особенности. Главными конседиментационными структурами этой части платформы были Курейкская и Котуйская системы грабенов, регенерированных одноимённых рифейских авлакогенов. Нередко ветвь грабенов сопровождается дайками долеритов катангского комплекса того же направления, что свидетельствует о их приуроченности к зоне горизонтального растяжения коры. Вилюйский девонский седиментационный бассейн, рассматриваемый обычно как Патомско-Вилюйский авлакоген, занимает Вилюйскую синеклизу, а также Нюйско-Джербинскую впадины Предпатинского перикратонного опускания. На юго-западе он окаймлялся обширным континентальным массивом, включающим Ангаро-Ботубинскую антеклизу, в которую входила и зона Приленских складок, Байкало-Патомскую горно-складчатую область и Алданскую антеклизу. Патомско-Вилюйский авлакоген ограничивается с запада и северо-запада Чаяндинско-Буордахским разломом и Вилюйско-Мархинским тектономагматическим поясом, состоящим из грабенов и трещин горизонтального растяжения, заполненных (или не заполненных) дайками долеритов вилюйско-мархинского комплекса. В *рифее* заложился Предпатомский краевой прогиб и его продолжение – Кемпендяйско-Келинский прогиб. Наиболее прогнутые участки этого прогиба в течение рифея заполнялись осадками. От тектонически стабильной платформы он отделялся Ангаро-Ленским, Кемпендяйским, Нижне-Алданским разломами. Частичная инверсия Байкало-Патомской области (связанная с байкальской фазой) отразилась и на Ангаро-Юдомском прогибе заложением основных антиклинальных и синклиналиных зон в перикратонной его части, а также впадин, валов и других форм в Кемпендяйско-Келинском его продолжении. Инверсия сопровождалась горизонтальным поперечным сжатием этого тектонически нестабильного региона СП, а наступившая затем вендская стадия трансгрессии, наоборот, была вызвана его горизонтальным растяжением с расширением территории, втянутой в этот процесс, и приведшая к образованию Вилюйской впадины. Прогиб с юга ограничен Ангаро-Ленским и Кемпендяйским разломами, а с севера – Вилюйско-Мархинским разломом. В конце *силурийского периода* происходило общее поднятие Лено-Вилюйского прогиба, сопровождаемое образованием складчато-глыбовых структур. Складчатость в Байкало-Патомской области распространилась и на перикратонные опускания, где продолжалось формирование зоны приленских складок.

Завершение формирования тектонического каркаса Лено-Вилюйского прогиба перед вступлением его в авлакогенный этап развития произошло вслед за образованием Вилюйско-Хапчайского валообразного поднятия, которое в современном плане представлено Вилюйской седловиной, Сунтарского поднятия и Хапчагайского меговала. В конце *верхнего девона* произошла конседиментационная стадия, протекающая на фоне медленного воздымания Байкало-Патомской складчатой области и интенсивного погружения миогеосинклиналей и авлакогенов Западно-Верхоянской области. Вначале осадками заполнялись впадины восточной части прогиба, а затем трансгрессия распространилась и на западную её территорию. Осадконакопление контролировалось продольными грабенами, образовавшимися вследствие растяжения и дробления земной коры и деференциальных движений тектонических блоков поперечных разломов, приведших к образованию боковых грабенов, нарушающих склоны прогиба и выходящих за их пределы. В Ыгыаттинской впадине выделяются следующие конседиментационные структуры: Аппаинская и Укугутско-Балыктахская впадины, Балыктахский и Хампинский горсты. Развитие Лено-Вилюйского прогиба в пределах Патомско-Вилюйского авлакогена началось с излияния базальтовых лав на всей территории и с внедрением даек и силлов вдоль внешней его периферии. Дайки и силлы вилюйско-мархинского комплекса долеритов и габбродолеритов образуют компактную зону, протягивающуюся вдоль северо-западной границы. Юго-восточная его граница сложена магматическими (основного состава) породами чаро-синского комплекса, лаколита и даек сиенитов наманинского комплекса. Дайки вилюйско-мархинского комплекса пересекают приленские складки. Иногда дайки этого комплекса выходят на дневную поверхность в синеклизах среди отложений верхнего кембрия и нижнего силура. Отложения антиклиналей обычно дайки не прорывают из-за более позднего образования складчатости. С северо-запада и запада Патомско-Вилюйский авлакоген ограничен Вилюйско-Мархинским разломом и Чайандинско-Буордакским грабеном, который пересекает со смещением приленские складки. Чайандинско-Буордакский грабен ограничивает возможное распространение Патомско-Вилюйского седиментационного бассейна. Через Маччобинский сброс и Укугутско-Балыктахский грабен произошло вхождение Буордакского (Чайандинского) разлома в конседиментационную структуру Ыгыаттинской впадины. В настоящее время названным структурам на Мирнинском кимберлитовом поле отвечают Иреляхский и Верхне-Иреляхские грабены. Завершение формирования каледонского тектонического

начала подчеркивает начальный магматизм и вулканизм конседиментационных структур. Инверсия Патомско-Вилюйского авлакогена, началась в конце девонского периода и закончилась в начале среднего карбона, что выразилось в общем поднятии и преобразовании сбросов во взбросы и надвиги. Эта инверсионная стадия характеризуется также кимберлитовым магматизмом. В течение *раннекаменноугольной эпохи* бассейны седиментации сохранились в авлакогенах. При этом суша занимала в основном низкое гипсометрическое положение, что существенно уменьшило денудацию. В Оленёкско-Анабарском прогибе проявилась раннекаменноугольная трансгрессия со значительным расширением бассейна седиментации. В Средне-Мархинском алмазоносном районе в пределах Накынского кимберлитового поля не исключается денудированность пород силура (размыв до 200 м) вместе с вмещающимися в них кимберлитами, а поэтому изначально сохранилась площадь распространения девонских образований. Обломочный материал был снесён в остаточные среднекаменноугольные бассейны. Наиболее интенсивное поднятие СП приходится на середину среднекаменноугольной эпохи, что привело к формированию речной сети и области денудации, приуроченных к основным антеклизам платформы. С позднего карбона (или с начала пермского периода) платформа вступила в новый герцинский этап тектонического развития. История палеотектонического развития СП в течение байкальского и каледонского этапов показала пространственную и структурно-тектоническую связь кимберлитов с авлакогенами и другими рифтогенными структурами, подчеркивая расположение их алмазоносных разностей в малоамплитудных лениаментных рифтах, пересекающих на ортократонах термоблемы.

ABOUT CONTROL OF KIMBERLITE MAGMATISM BY RIFT-RELATED STRUCTURES

Zinchuk N.N.

West-Yakutian Scientific Center of RS AS (Y), Mirny,
nnzinchuk@ramber.ru

Basing on carried out investigations and generalization of available material it was shown that any occurrences of magmatism on ancient Pre-Cambrian platforms were the results of rifting development. Most intensive raise of the Siberian platform falls on the midpoint of Middle Carboniferous epoch, which led to formation of the river network and denudation area, confined to the basic anticlises of the platform.

РЕЖИМ АЛЬПИЙСКОГО МАГМАТИЗМА РЯДА СТРУКТУР ИРАНА И
МАЛОГО КАВКАЗА (БЛИЖНИЙ ВОСТОК), ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ
ВКЛЮЧЕНИЯМ, НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ,
ОГРАНИЧЕНИЯ И ОБСУЖДЕНИЕ

¹Имамвердиев Н.А., ²Романько А.Е., ³Прокофьев В.Ю.,

³Викентьев И.В., ⁴Рашиди Б., ⁵Хейдари М., ²Савичев А.Т.

¹Бакинский Государственный университет (БГУ), Баку, Азербайджан;
inazim17@yahoo.com

²Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, a-romanko@ya.ru;
romanko@ginras.ru;

³Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва;
vpr@igem.ru; viken@igem.ru;

⁵Сатрап ресурсиз, гео-компания, Перт, Австралия,
bahman.rashidi@hotmail.com

⁴Парс Кани, гео-консультационная компания, Тегеран, Иран;
mehrdad.hei@gmail.com

Нами докладываются новые и прежние обобщающие материалы по режиму альпийского магматизма ряда структур Ближнего Востока - Ирана (преимущественно восток страны) и Малого Кавказа. Характеризуется и металлогения некоторых структур. Получены первые материалы по расплавленным включениям в прозрачных минералах пород кайнозоя (по Ирану - В.Ю. Прокофьев и др.; а по М. Кавказу - Н.А. Имамвердиев и др. - разные годы) и др. Таковы некоторые выводы и дискуссионные моменты:

1. Альпийский магматизм региона существенно контролируется верхнемантийным компонентом в результате отрыва или деляминации литосферы из-за коллизии в миоцене, 21 млн. лет назад, по М. Кескину (данные по Турции) и др. На регион влиял и магматизм собственно В. Африки, особенно с 11 млн. лет – раскрытия рифта Красного моря под действием Африканского суперплюма. Подавляюще преобладает региональная **магматогенная металлогения**.

2. Охарактеризована альпийская тектоно-магматическая и металлогеническая субмеридиальная зональность, обусловленная мантийными событиями в кайнозое (по В.В. Ярмолюк 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. В регионе описана мощная палеоген? - неоген - четвертичная внутриплитная магматическая система. 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 $\text{CaO}=34.8\%$.

4. Также выделены продукты и субдукционной магмы (антипод предыдущей, давшая эоценовые шошонит-латитовые производные 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, В.Ю. Прокофьева 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 упомянутой Кураминской зоны.

5. Богатейшая **порфировая** минерализация региона (главная - **эоцен, Pg2**) обусловлена обогащенной мантией и исчезает после отрыва литосферы (деламинации) в олигоцене и затруднения связи магмообразования с обогащенной верхней мантией – главным источником металлов в регионе, учитывая данные - Haschke et al, 2010; Keskin et al., 2008; а также (Imamverdiyev et al., 2014; Romanko et al., 2016; Vikentiev et al., 2004; Прокофьев и др., 2017) и др.

6. На востоке Ирана выявлены высокотемпературные, 1150-1220°C кислые калиевые **расплавные** включения стекла в высококалиевых **субдукционных** кислых лавах квартера (в противоположность их нетипичности в неоген-четвертичных **внутриплитных** производных региона). Включения в позднейшем кислом расплаве стратовулкана Базман (неоген-квартер), с $T_{\text{крист.}} = 690^\circ\text{C}$ и очень высокой $\text{C H}_2\text{O} = 6 \text{ мас.}\%$, своеобразны (Прокофьев и др., в печати). Устойчив дефицит европия - $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.38-0.78$, среднее $(\text{La}/\text{Yb})_N = 7.8$. Эту позднюю магму можно интерпретировать как остаточную ввиду аномального термического состояния структуры. **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). Многочисленны средние и кислые породы, отвечающие аналогам из классических отечественных и др. работ – (Коваленко, Ярмолюк и др., 1983; Лучицкий, 1985) и др.; Gill, 1981, Thorpe et al., 1982 и др.

7. Давно известна и углеводородная (УВ), субмеридианальная зональность Каспия – Персидского залива и далее до Баренцева

моря! (невероятный по представительности разрез пермь – неоген для Персидского залива), по В.Е. Хаину и мн. др. - МГУ и др. Возможно, это связано и со снижением теплового эффекта упомянутого суперплюма на север. Вероятно, нет большой проблемы в совместном участии как основного биогенного, так и подчиненного абиогенного факторов в генезисе УВ, учитывая известные материалы М.В. Родкина, 2014; Маракушевых А.А. и С.А., 2013; А.И. Тимурзиева, 2015, В.Л. Сывороткина, 2015 и др. В мире давно известна связь **рудной минерализации и УВ**.

8. Участие мантийного компонента, очевидно, сильнее на Малом Кавказе (своеобразный фронт событий) против востока Ирана (периферия событий), что выражено в большей роли щелочных и субщелочных расплавов, мантийного рудообразования и др. для первой структуры.

Авторы весьма признательны Е.Ф. Романько†, А. Хушманзаде и М.А.А. Ноголь Садату – руководителям полевых работ, а также А.В. Гирнису; В.В. Ярмолюку; С.Н. Бубнову, А.Г. Гурбанову и А.Я. Докучаеву; В.В. Славинскому, В.А. Коваленкеру, В.Н. Волкову, А.Н. Перцеву, Н.Н. Тарасову и мн. др. за полезные консультации, длительные обсуждения и т.д.

Работа выполнена по госбюджетной теме ФГУП ГИН РАН 0135-2014-007 и др.

Литература

1. Лучицкий И.В. Палеовулканология. М.: Наука, 1985. 275 с.
2. Прокофьев В.Ю., Наумов В.Б., Романько А.Е., Плечов П.Ю., Балашова А.Л., Имамвердиев Н.А. Первая находка низкотемпературных кислых расплавов вулкана Базман, Иран // Доклады РАН. 2017, в печати.
3. Магматические горные породы. Средние и кислые породы. Ред. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. М: Наука, 1983. 410 с
4. Imamverdiyev N.A., Romanko A., Abdullayeva Sh.F., Prokofiev V., Vikentiev I., A. Savichev, S. Stepanov, M. Heidari, B. Rashidi. L. CAUCASUS – E. IRAN, MIDDLE EAST: SOME MATERIALS ON GEOLOGY AND METALLOGENY, “HOT” TECTONICS DUE TO THE AFRICAN SUPERPLUME ACTIVITY, MELT AND FLUID INCLUSIONS; DIFFERENT DATA ON HYDROCARBONS (OIL, HC), AND SOME PROBLEMS. News of Baku State University. 2014. N 3. P. 113-136.
5. Romanko A., Imamverdiyev N.A., Prokofiev V., Vikentiev I., Savichev A., Heidari M., Rashidi B. Sistan and Baluchestan Province, East Iran, Middle East: Some new data on Alpine magmatism and tectonics, melt and fluid inclusions; some data on metallogeny, hydrocarbons

(HC, OIL) in the region, and constraints. IJSET. Vol. 3. Issue 6. 2016. P. 119-135.

6. Vikentiev I.V., Yudovskaya M.A., Mokhov A.V., Kerzin A.L., Tsepina A.I. GOLD AND PGE IN MASSIVE SULFIDE ORE OF THE UZELGINSK DEPOSIT, SOUTHERN URALS, RUSSIA. Canadian Mineralogist. 2004. V. 42. P. 651-665.

ALPINE MAGMATISM OF SEVERAL STRUCTURES IN IRAN AND LESSER CAUCASUS, MIDDLE EAST, DATA ON MELT INCLUSIONS, PECULIARITIES OF ORE-FORMING PROCESSES, CONSTRAINTS AND DISCUSSION

¹Imamverdiyev N.A., ²Romanko A.E., ³Prokofiev V.Yu.,

³Vikentiev I.V., ⁴Rashidi B., ⁵Heidari M., ²Savichev A.T.

¹Baku State University (BSU), Baku, Azerbaijan; inazim17@yahoo.com;

²Geological Institute (GIN) RAS, Moscow, a-romanko@ya.ru;

romanko@ginras.ru

³Institute of geology of ore deposits (IGEM) RAS, Moscow; vpr@igem.ru;

viken@igem.ru;

⁴Satrap resources company, Perth, Australia;

bahman.rashidi@hotmail.com

⁵Pars Kani Co., geo-consulting company, Tehran, Iran;

mehrdad.hei@gmail.com;

New data on Alpine magmatism in some structures of Iran (mainly E. Iran) and L. Caucasus, Middle East are reported. First melt inclusions in E. Iran (led by Prokofiev V.Yu.) and L. Caucasus (led by Imamverdiyev N.A.) characterize magmatism and of ore interest too. Regional economic mainly Eocene (Pg2) Cu-Mo+-Au porphyry (PCD) mineralization deals with enriched mantle source due to lithosphere delamination during Late Cenozoic collision. Mantle melts control main magmatism, tectonics and, **main** magmatic-related metallogeny in the region studied. Also, these melts influenced on oil, HC etc.

ФОРМИРОВАНИЕ ЗАРОДЫШЕЙ ЗЕМЛИ И ЛУНЫ ИЗ ОБЩЕГО СГУЩЕНИЯ И ИХ ПОСЛЕДУЮЩИЙ РОСТ

Ипатов С.И.

Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, siipatov@hotmail.com

В работах [Галимов и др., 2005; Галимов, 2011; Galimov, Krivtsov, 2012] показано, что гипотеза [Barr, 2016] образования системы Земля-Луна в результате столкновения твердой Земли с объектом размером с Марс сталкивается с определенными трудностями, прежде всего геохимического характера. Галимовым и др. была предложена модель формирования зародышей Земли и Луны в результате сжатия разреженного пылевого сгущения, которая учитывает испарение FeO с пылинок и лучше согласуется с геохимическими данными о составе лунного вещества.

В [Ипатов, 2017а, 2017б] рассматривалось образование транснептуновых спутниковых систем из разреженных сгущений. Считалось, что родительское сгущение получило момент количества движения, необходимый для формирования спутниковой системы, при столкновении двух сгущений. Было показано, что начальный момент количества движения сгущения недостаточен для формирования спутниковой системы. По нашему мнению, механизм формирования системы Земля-Луна мог быть аналогичен рассматриваемому нами механизму формирования спутниковых систем малых тел. Предполагается, что в результате столкновения двух сгущений образовалось родительское сгущение, при сжатии которого образовались твердые зародыши Земли и Луны. Эти зародыши росли за счет выпадения на них планетезималей. Зародыш Луны мог приобрести большую часть своей массы за счет вещества обедненного железом, выбрасываемого с поверхности зародыша Земли.

Исходя из соотношений, представленных в [Ипатов, 2017а], можно прийти к выводу, что угловой момент современной системы Земля-Луна мог быть получен при столкновении двух сгущений, двигавшихся по круговым гелиоцентрическим орбитам, с общей массой не менее $0.1M_E$, где M_E – масса Земли. В принципе, угловой момент сгущения, необходимый для формирования системы Земля-Луна, мог быть приобретен только при аккумуляции малых объектов сгущением с конечной массой $m > 0.2M_E$. Однако, если бы угловые моменты K_s родительских сгущений для зародышей планет земной группы росли только за счет аккумуляции сгущениями малых объектов, то все эти планеты имели бы большие спутники, чего на самом деле нет. Поэтому, скорее всего, в отличие от Земли,

сгущения, из которых образовались при сжатии зародыши других планет земной группы, не сталкивались с массивными сгущениями, и потому не приобрели достаточно больших угловых моментов, необходимых для образования массивных спутников. Масса разреженного сгущения, породившего зародыши Земли и Луны, могла не превышать $0.02M_E$, если учесть последующий рост углового момента этих зародышей в процессе аккумуляции ими вещества, не входившего в сгущение.

При малых относительных скоростях планетезималей, выпадавших на зародыши планет и Луны, их эффективные радиусы r_{ef} пропорциональны r^2 , где r – радиус рассматриваемого зародыша. В этом случае $m_{M0}^{-1/3} = m_M^{-1/3} + k_2 m_{E0}^{-1/3} - k_2 m_E^{-1/3}$, (1) где $k_2 = k_d^{4/3}$, k_d – отношение плотности растущей Земли с массой m_E к плотности растущей Луны с массой m_M ($k_d \approx 1.65$ для современных плотностей Земли и Луны), m_{M0} и m_{E0} – это начальные значения m_M и m_E . Из соотношения (1) можно получить, что масса зародыша Луны вырастает в 2 раза при $k_d=1$ и в 3.5 раза при $k_d=1.65$, в то время как масса зародыша Земли увеличивается в 10 раз. При достаточно больших эксцентриситетах орбит планетезималей эффективные радиусы протоземли и протолуны были пропорциональны r . В этом случае $m_{M0}^{1/3} = m_M^{1/3} + k_1 m_{E0}^{1/3} - k_1 m_E^{1/3}$ (где $k_1 = k_d^{2/3}$), а рост m_M/m_{M0} больше роста m_E/m_{E0} .

Отметим отличия рассматриваемой модели от модели Галимова. В наших оценках радиус родительского сгущения с угловым моментом, необходимым для образования зародышей системы Земля-Луна, был сравним с радиусом Хилла r_H . В [Галимов и др., 2005; Galimov, Krivtsov, 2012] при расчетах сжатия сгущения использовался значительно меньший радиус ($0.023r_H$) родительского сгущения. При таком малом радиусе сгущения, состоявшего из миллиметровых частиц, в работе [Galimov, Krivtsov, 2012] было получено испарение FeO и образование почти не содержащих железа зародышей Земли и Луны. По нашему мнению, сгущение такого малого радиуса могло содержать объекты большие, чем пылинки. Эти объекты могли вырасти при сжатии пылевого сгущения гораздо большего радиуса. Кроме того, в ряде работ (см., например, [Johansen, et al., 2007]), считается, что в зоне питания планет земной группы сгущения состояли из объектов, достигавших дециметрового размера. Возможно, эти объекты обладали фрактальной структурой [Маров, 2017]. Интересно было бы выяснить, соответствует ли механизм испарения FeO с их поверхности рассмотренному в [Galimov, Krivtsov, 2012] испарению.

Согласно [Галимов и др., 2005; Галимов, 2011; Galimov, Krivtsov, 2012], исходные зародыши Земли и Луны содержали относительно

небольшой процент железа. Если исходные зародыши не содержали железа, а вещество, выпадавшее на зародыши, содержало 33% железа, то в этой модели современная доля железа на Луне равная 8% [Barr, 2016], достигается при росте зародыша Луны в 1.3 раза. Эта оценка находится в соответствии с оценками [Galimov, Krivtsov, 2012] роста зародыша Луны в 1.3 раза при росте массы зародыша Земли в 26 раз. При этих оценках прирост dm массы зародыша m был пропорционален m^2 . В рассматриваемой нами модели выпадения планетезималей на зародыши Земли и Луны относительный рост Луны выше, чем в [Galimov, Krivtsov, 2012]. В частности, в случае r_{ef} пропорциональном r^2 при росте массы зародыша Луны в 1.3 раза масса зародыша Земли выросла бы всего в 1.7 и 2.7 раз при $k_d=1.65$ и $k_d=1$, соответственно (при росте масс зародышей до современных масс Луны и Земли).

Зародыш Луны, первоначально расположенный более близко к зародышу Земли, мог также расти за счет аккумуляции обедненного железом материала, выброшенного с поверхности зародыша Земли при столкновениях с ним планетезималей (и более мелких тел). В этом случае не обязательно, чтобы начальные зародыши Земли и Луны были обеднены железом. При доле железа в современной Луне, равной 8%, и доли железа в планетезималях, равной 33%, не менее $\frac{3}{4}$ массы Луны должно было образоваться за счет вещества мантии зародыша Земли. Так как скорости столкновений тел с зародышем Луны меньше для тел, выброшенных с зародыша Земли, чем для тел, непосредственно выпадающих на зародыш Луны, то вероятность захвата выпадающего вещества зародышем Луны в первом случае больше, чем во втором.

Предложенный подход, согласно которому исходные зародыши Луны и Земли могли образоваться из общего родительского сгущения, отличается от работ (например, [Gorkavyi, 2004; Svetsov et al., 2012]), в которых рассматривалось формирование и рост зародыша Луны за счет вещества, выброшенного с зародыша Земли при его многочисленных столкновениях с телами протопланетного диска, тем что в этих работах исходный зародыш Луны формировался из роя тел, выброшенных с зародыша Земли, а не из общего пылевого сгущения, как в нашей модели.

Для приобретения современного наклона оси вращения Земли необходимо одно или серия столкновений твердого зародыша Земли с массивным объектом, либо дополнительное столкновение сгущений. Столкновение сгущений могло внести вклад в этот наклон, если при разделении родительского сгущения на два компонента радиус сгущения, породившего зародыш Земли, был меньше большой полуоси орбиты сгущения, породившего зародыш

Луны. Рассмотренная в настоящей работе модель может быть применима также к образованию экзопланеты с большим спутником.

Автор выражает глубокую признательность академику М.Я. Марову за внимание к работе и полезные замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант 17-17-01279) и РФФИ (грант 17-02-00507).

Литература

1. Галимов Э.М., Кривцов А.М., Забродин А.В., и др. // Геохимия. 2005. N 11. С. 1139-1150.
2. Галимов Э.М. // Геохимия. 2011. Т. 6. N 6. С. 563-580.
3. Ипатов С.И. // Астрон. Вестник. 2017а. Т. 51. N 4. С. 321-343.
4. Ипатов С.И. // Астрон. Вестник. 2017б. Т. 51. N 5. С. 441-449.
5. Маров М.Я. Космос. От солнечной системы вглубь Вселенной. М.: Физматлит, 2017. 536 с.
6. Barr A.C. // Journal of Geophysical Research: Planets. 2016. V. 121. N. 9. P. 1573-1601.
7. Galimov E.M., Krivtsov A.M. Origin of the Moon. New concept. Berlin. De Gruyter, 2012. 168 p.
8. Gorkavyi N.N. // Bulletin of the American Astron. Society. 2004. V. 36. Abstr. P. 861.
9. Johansen A., Oishi J.S., Mac Low M.-M., et al. // Nature. 2007. V. 448. P. 1022-1025.
10. Svetsov V.V., Pechernikova G.V., Vityazev A.V. // 43th Lunar. Planet. Sci. Conf. 2012. Abstr. #1808.

FORMATION OF EMBRYOS OF THE EARTH AND THE MOON FROM THE COMMON CONDENSATION AND THEIR SUBSEQUENT GROWTH

Ipatov S.I.

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHI) of Russian Academy of Sciences, Moscow, siipatov@hotmail.com

The angular momentum of the parental rarefied condensation, which is needed for the formation of the embryos of the Earth and the Moon, could be mainly acquired as a result of the collision of two rarefied condensations at which the parental condensation was formed. The growing Moon embryo accumulated the iron-depleted material ejected from the Earth embryo during numerous collisions of planetesimals with the Earth embryo, and the planetesimals that directly collided with the Moon embryo.

КАРБОНАТЫ КАК ИСТОЧНИКИ УГЛЕРОДА И АЛМАЗОВ

Каржавин В.К.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

karzhavin@geoksc.apatity.ru

Анализ существующих основных гипотез происхождения алмаза позволил установить несколько предлагаемых многочисленными исследователями теорий: магматическая, мантийная, флюидная, кавитационная, метеоритная, метаморфическая, импактная, электроразрядная и др. Единого мнения условий образования алмаза нет, а некоторые рассуждения по данному вопросу взаимоисключают и даже противоречат друг друга, в частности, по вопросу условий переноса кристаллов алмаза с глубин на поверхность Земли.

После образования алмаза в области высоких P и T , кристалл будет находиться в сверхсжатом состоянии (в виде плотной кристаллической структуры). Вулканической магмой такие алмазы выносятся на поверхность во время формирования так называемых “трубок взрыва”. Внедрение и скорость перемещения алмазосодержащей магмы происходит в результате “прострела” осадочной толщи и представляла собой “снаряд”, движущийся со скоростью до 300 км/час [Соболев, 1960]. А чтобы кристалл алмаза оказался в приповерхностных условиях или на поверхности земли, он должен, как предполагают многие исследователи, перемещаться с глубин действительно с высокой скоростью. Стремительный его подъем к земной поверхности со скоростью 30-50 метров в секунду с глубины 200-220 км должен составить 3.5 – 4 часа. Поэтому скорость движения магмы с алмазосодержащими компонентами может достигать 100 км/час. В результате такой “транспортировки”, сопровождаемой резким сбросом давления, кристалл алмаза разуплотняется (дилатансия, явление как функция времени). Это предшествует разрушению алмаза, и он как кристалл просто может исчезнуть. В случае медленного перемещения кристалла алмаза с глубин к земной поверхности, согласно условиям фазового равновесия графит – алмаз, он просто превратился бы в графит.

В связи с этим предложено рассматривать возможность образования алмаза по иному механизму [Лаврова и др., 1999]. В качестве подтверждения этому приводят случаи находок древесины, замещенной кальцитом, а также частично опалом и халцедоном, в кимберлитовых трубках взрыва Якутской, Южно-Африканской и Северорусской провинций. Иногда внутри кристаллов сибирских алмазов находили даже тонкие веточки растений, что подтверждает образование алмазов в

приповерхностных слоях земной коры при более низких величинах давления и температуры. Теоретически это удалось подтвердить (Каржавин, 2009).

По данным изучения процесса дегазации с глубин Земли установлена довольно интенсивная фильтрация глубинного водорода к поверхности Земли [Ларин, 2005]. В разное время и специальными методами фиксировались потоки глубинных газов: H_2 , CH_4 , He, Rn и др. Большие концентрации выделяемого водорода (> 50%) обнаружены в кимберлитовых трубках Удачной, Юбилейной, Айхал, Мир и др. Мощные разрушительные взрывы и образование взрывных воронок, например, диаметром 5 метров и глубиной 15 метров, как результат водородной дегазации, установлены в окрестностях города Сасово (Рязанская область). В результате этого взрыва в домах города вылетели все стекла [Ларин, 2005]. Многочисленные взрывные воронки были установлены также в некоторых центральных районах европейской части России и в ряде стран за рубежом. При достижении приповерхностных условий среды глубинный водород входит в контакт с кислородом воздушной среды (“гремучая смесь или гремучий газ”). При содержании в смеси газов водорода от 6 до 67% объема происходит мгновенная, распространяемая с громадной скоростью химическая реакция окисления кислородом воздуха глубинного водорода. Это цепной процесс*, который сопровождается мощным тепловым взрывом и мгновенным, значительным ростом давления и температуры в такой системе. Общая теория цепных химических реакций и процесса горения и взрыва широко встречается в различных областях науки и техники. Примером сверхмощного взрыва как результат взаимодействия изолированных друг от друга внешних баков ракеты Шаттла (ёмкость с водородом 1720000 литров и ёмкость с кислородом 640000 литров), которые взорвались как небольшая атомная бомба [Фримантл, 1998]. Аналогичный взрыв ракеты Space-X также является результатом взаимодействия водорода и кислорода в связи с нарушением герметизации двух внешних баков ракеты носителя (вывод комиссии).

Мгновенно создаваемые высокие температура и давление (цепной процесс) действительно приводят к сильным разрушениям, преобразованию окружающей среды. При взаимодействии глубинного водорода с кислородом воздуха, создаваемые цепным

*Теория и механизм этого процесса были разработаны и детально экспериментально изучены в прошлом веке Н.Н. Семеновым и С.Н. Хиншельвудом – лауреаты Нобелевской премии по химии 1956 года [Семенов, 2005].

процессом в изолированном объеме, высокие Р и Т условия вполне достаточны для разложения некоторых минералов. При этих условиях интенсивный процесс разложения карбонатов находится в соответствии с законом Гесса. В результате этого процесса в природных условиях продуктами разложения карбонатов являются новообразованные кальций- и магнийсодержащие минералы (диопсид, монтчеллит, флогопит, серпентин и др.), а также многочисленные компоненты флюида [Макеев и др. 2002]. Именно такие карбонатные породы трубок взрыва, имеющие широко варьирующий состав, могут являться источником образующихся углерода, алмаза, в том числе многочисленных углеводородов.

Алмазоносные породы трубок взрыва с высоким содержанием кальцита (до 75%) и с “чешуями” графита установлены в Якутии, ЮАР и в других алмазосодержащих провинциях. Трубки взрыва Якутии, в том числе и алмазоносные, как правило, контактируют с карбонатами вмещающих пород [Лаврова и др., 1999].

В зависимости от расстояния протекающего цепного процесса (взрыва) в близповерхностных условиях Земли, природная среда определяет образующую форму кратера. Воронка взрыва это следствие мощного взрыва газовой смеси. В результате образуется сфера с гладкой поверхностью или воронкообразная полость с оплавленными краями (поверхностью сферы), аналогичная камерам, оставшихся после подземных ядерных взрывов [Портнов, 1976]. По нашему мнению от мощности и глубины протекания такого взрыва от поверхности Земли зависит размер и герметичность образующихся пустот сферической формы или приповерхностных воронок. Их пространство после взрыва заполняется обломками вмещающих пород, оплавленными новообразованными минералами, металлическими самородными выделениями, летучими компонентами и синтезированными органическими соединениями [Макеев и др. 2002]. Действительно, следы оплавленности трубок взрыва, а также наличие “зон закалки” в некоторых кимберлитовых трубках отмечали многие исследователи [Харькив и др., 1997].

Некоторые исследователи считают, что определяющим для образования алмазов в углеродсодержащей системе является не давление, а скорее мгновенный рост температуры в “неокислительной среде с отрицательным кислородным балансом”. Наибольший эффект при этом достигается при наличии CO_2 [Долматов 2007]. Алмазоносные трубки взрыва Якутии контактируют с карбонатами вмещающих пород [Лаврова и др., 1999]. Их разложение вполне достаточно для образования CO_2 и алмаза.

Временной фактор в этом процессе является важной характеристикой как функция давления и зависит от герметичности образующихся размеров полостей (пустот) сферической формы. Именно время их герметичности будет влиять на количество и, особенно, размеры кристаллов алмаза.

Литература

1. Долматов В.Ю. Детонационные наноалмазы: синтез, строение, свойства и применение // Успехи химии. 2007. Т. 76. № 4. С. 375-397.
2. Каржавин В.К. Карбонат-силикатные породы как источник алмазообразования в Хибинах / Труды VI Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии. Апатиты, 18-19 мая 2009 г.- Апатиты: Изд-во ООО К.&М. 2009. С. 168-175.
3. Лаврова Л.Д., Печников В.А., Плешаков А.М., Надеждина Е.Д., Шуколюков Ю.А. Новый генетический тип алмазных месторождений. М.: Научный мир. 1999. 228 с.
4. Ларин В.Н. Наша Земля. М.: Наука, 2005. 220 с.
5. Макеев А.Б., Кисель С.И. Соболев В.К., Филиппов В.Н., Брянчанинова Н.И. Самородные металлы в ореолах кимберлитовых трубок Архангельской алмазоносной провинции // ДАН. 2002. Т. 385. № 5. С. 677-681.
6. Портнов А.М. Флюидный диапиризм как причина формирования кимберлитовых трубок в карбонатных массивах // Докл. АН СССР. 1976. Т. 246. № 2. С. 416-420.
7. Семенов Н.Н. Избранные труды. Т. 2. Горение и взрыв. М.: Наука, 2005. 704 с.
8. Соболев В.С. Условия образования месторождений алмазов // Геология и геофизика. 1960. № 1. С. 7-22.
9. Фримантл М. Химия в действии. Т. 1. М.: Мир, 1998. 528 с.
10. Харькив А.Д. Зинчук Н.Н., Зуев В.М. История алмаза. М.: Недра.1997. 601 с.

CARBONATES AS A SOURCE OF CARBON AND DIAMONDS

Karzhavin V.K.

Geological Institute KSC RAS, Apatity, karzhavin@geoksc.apatity.ru

The formation of explosion tubes is carried out by a chain reaction between the hydrogen and oxygen of the air, with the release of a huge amount of heat. Carbonate rocks of the explosion tubes are a source of formed carbon, diamond, organic matter and the appearance of new minerals.

О ПРИЗНАКАХ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ АКТИВНОСТИ В ЛУННЫХ ПОРОДАХ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РЕГОЛИТА

Карташов П.М., Мохов А.В. Горностаева Т.А.

Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва,
pkartashov@yandex.ru

После получения первых образцов лунных горных пород доставленных миссиями “Аполлон” среди западных ученых широко распространилось мнение о крайней бедности Луны водой. Это было связано с большой редкостью в этих породах таких обычных для Земли водосодержащих магматических минералов как амфиболы и слюды, отсутствием серпентинизации оливинов и ортопироксенов. Данная точка зрения продержалась более 30-ти лет постепенно приобретая в умах исследователей (вслед за западными и советских, а затем и российских) все более и более тотальный характер. “Абсолютная сухость” Луны объяснялась её образованием в ходе высокотемпературных процессов при столкновении Земли с Теей при котором, как ими считалось, практически вся вода нашего спутника испарилась в космическое пространство. При этом отсутствие амфиболов и слюд также приняло абсолютный характер. Имевшие место факты находок амфиболов, аннита и даже каолинита [Фронделл Дж., 1978] были прочно забыты. Пусть находки мусковита/каолинита, аннита и алюмочермакита в реголите были сомнительны. Однако причин забывать о находках кристаллов магнезиорибекита инкрустирующих полости среднезернистого базальта 10 058 (“Аполлон-11”) и титанового паргасита из брекчии 14 319,13 (“Аполлон-14”) все же не было. Таким образом, отсутствие в лунных породах водосодержащих минералов, а следовательно и воды в лунных магмах, нельзя было считать абсолютным.

Тем не менее, вопрос существования эндогенной ювенильной воды на Луне и связанной с этим гидротермальной активности не привлекал внимания исследователей. До самого последнего времени эндогенные источники воды на Луне воспринимались как нечто малозначительное. Их вклад в баланс воды на Луне признавался третьестепенным после вклада солнечного ветра и кометного привноса. Главным фиксатором воды в лунных магматических процессах и сейчас признается апатит.

Однако прямые определения содержания водорода в группе так называемых ювенильных оранжевых и зеленых стекол “Аполлона-15” и “Аполлона-17” [Saal e.a., 2008] с учётом его диссипации за геологическое время показали, что содержание воды в магмах лунных морских базальтов попадало в вилку между самыми сухими и обычными современными земными базальтами. То есть 4.2-3.1 млрд. лет назад содержание воды в лунных магмах было сопоставимо с её содержаниями в современных магмах Земли. Естественным образом лунный магматизм должен был бы сопровождаться и соответствующими его водонасыщенности

гидротермальными процессами. Следы этих процессов и надлежит обнаружить.

В статье [Иванов А.В., 2014] дан прекрасный обзор работ по исследованию поведения и источникам появления воды на Луне за последние десятилетия. Из этой работы следует довольно неожиданный вывод, что исследования следов гидротермальной активности на Луне просто не велись. Вместо этого имели место судорожные поиски концентрированных скоплений воды на поверхности Луны. Тонкие и кропотливые исследования с использованием новейшей аналитической аппаратуры были призваны лишь показать, что на поверхности Луны в настоящее время действительно есть вода в извлекаемом виде и проследить пути ее миграции. Таким образом, существование в прошлом гидротермальной активности на Луне сначала просто не принималось к рассмотрению, а в последнее десятилетие, когда психологический барьер должен был бы быть уже сломлен, исследователи по инерции избегают серьезно обсуждать эту тему.

За почти два десятилетия изучения реголита нам пришлось столкнуться с несколькими фактами, удовлетворительно интерпретировать которые можно только с точки зрения участия в лунных минералообразующих процессах водных флюидов, а следовательно и существования гидротермальных процессов на Луне.

При изучении монацитов из материкового реголита АС «Луна-20» нами была изучена частица минерала резко отличная от других известных монацитов Луны [Карташов и др., 2006]. Её состав $(\text{Ce}_{.36}\text{Y}_{.18}\text{Nd}_{.17}\text{La}_{.15}\text{Sm}_{.04}\text{Gd}_{.04}\text{Pr}_{.03}\text{Eu}_{.03}\text{Dy}_{.02})_{1.00}[\text{PO}_4]$ отличался необычным распределением спектра REE и их комплексностью. Большинство лунных монацитов характеризуется довольно скромным набором REE от La по Sm и заметными содержаниями Th (0.76-7.24 мас.% ThO_2), входящего в его структуру по различным изоморфным схемам, что нормально для монацита позднемагматического происхождения. Данное же зерно характеризовалось широким спектром лёгких и средних REE и Y, европейским максимумом (2.03 мас.% Eu_2O_3) и полным отсутствием Th. Лунные породы являются классическим примером проявления положительных Eu аномалий. Но это как правило богатые анортитом породы селективно обогащенные Eu^{2+} , то есть продукты ранней кристаллизации расплавов. Смысл положительной Eu аномалии во вхождении Eu^{2+} в ранний плагиоклаз и отделении его от основной массы REE^{3+} , накапливающихся в остаточном расплаве и несущих отрицательную Eu аномалию. Здесь мы сталкиваемся с явным противоречием - позднемагматическая фаза не может иметь резко положительную Eu аномалию. Интерпретировать этот случай с точки зрения чисто магматического минералообразования и “абсолютно сухой” Луны было бы трудно. Нам повезло, что ранее мы сталкивались с подобным случаем вторичной гидротермальной положительной Eu аномалии в земных породах [Карташов и др.,

1993]. Суть процесса по нашему мнению заключается в гидротермальной переработке субстрата несущего в себе первичную магматическую Eu аномалию (в данном случае скорее всего раннемагматического плагиоклаза коровых анортозитов). Как известно ион Eu^{2+} нестабилен в низкотемпературных водных растворах. При гидротермальной перекристаллизации плагиоклазов Eu^{2+} окисляется до Eu^{3+} и уже не может входить в состав плагиоклаза. Поэтому он остается в растворе. Eu^{3+} уже ничем не отличается от остальных REE^{3+} и образует минералы в смеси с ними, придавая новообразованным фазам унаследованную положительную Eu аномалию. Чем больше объем перекристаллизованного плагиоклаза и чем беднее гидротермальный раствор REE, тем мощнее проявляется эта наведённая аномалия. В данном конкретном случае объем перекристаллизованного субстрата был достаточно велик (по сравнению с микроскопическим размером изученного зерна монацита) а раствор был достаточно беден REE, чтобы получилась весьма мощная аномалия, которую мы и зафиксировали. Вероятно, водный раствор, участвовавший в переработке анортозита аккумулировал в себе REE и Y из других минералов содержащих их в следовых количествах и также подвергшихся очистке от примесей при перекристаллизации. Это может объяснить необычную комплексность состава REE данного монацита. Другим свидетельством в пользу гидротермального происхождения этого кристалла может быть отсутствие в нем Th. Главным отличием геохимии U от Th является иммобильность последнего в не щелочных водных растворах. Поэтому при гидротермальной перекристаллизации магматического ториевого монацита образуется вторичный гидротермальный безториевый монацит. Таким образом, можно утверждать, что наш монацит кристаллизовался из низкощелочного водного раствора достаточно высокотемпературного, чтобы из него отлагался высокоиттриевый монацит, а не смесь монацита-(Ce) и ксенотима-(Y).

Другим фактом недвусмысленно указывающим на вероятную гидротермальную переработку лунных пород стала находка в ростка фазы $\text{K}_2(\text{U}^{4+}, \text{Ca})_5(\text{V}^{3+}, \text{Al})_5\text{O}_{18}$ в кристалле гиперстена из реголита Моря Кризисов [Мохов и др., 2011]. Гиперстен обычный минерал лунных базитов. На примере этого оксида мы сталкиваемся с парадоксальной для базитов ассоциацией K и U. Кроме того, минеральные фазы с такими большими (22.4 мас.% V_2O_3) содержаниями ванадия так же не типичны для базитов. Таким образом, мы должны либо признать возможность совместной концентрации K, U и V (являющегося типично когерентным, рассеянным элементом) в остаточных расплавах лунных базитов (что с точки зрения современной геохимии представляется маловероятным), либо допустить вероятность постмагматической гидротермальной переработки данных пород. В последнем случае, калий и уран могли бы быть привнесены гидротермальным

флюидом извне, в то время как V мог поступать в раствор при перекристаллизации магнетита (или пироксенов) вмещающих базитов под воздействием того же флюида. Следует отметить, что образование совместных минералов K, U и V до сих пор было известно только в гипергенных условиях из водных растворов богатых кислородом, при этом U и V находились в своих высших степенях окисления. Для магматических пород данная ассоциация элементов является, по меньшей мере, противоестественной.

В свете последних данных о содержании воды и летучих в ювенильных вулканических стеклах Луны, гидротермальная деятельность на Луне перешла из области фантастики в область реальных фактов, которые необходимо тщательно документировать для дальнейшего осмысления, поскольку существование гидротермальных процессов на Луне означает коренную ломку всех устоявшихся взглядов на процессы лунного минералообразования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 15-05-04657а)

Литература

1. Иванов А.В. Летучие компоненты в образцах лунного реголита. Обзор. // Астрономический вестник, 2014, т. 48, №2, с. 120-138.
2. Карташов П.М., Волошин А.В., Пахомовский Ю.А. О зональном кристаллическом гадолините из щелочногранитных пегматитов Халдзан-Бурэгтэга (Монгольский Алтай) // Записки ВМО, 1993, т. 122, №3, с. 65-79.
3. Карташов П.М., Богатилов О.А., Мохов А.В. и др. Монациты Луны // Доклады РАН, 2006, т. 407, №6, с. 814-818.
4. Мохов А.В., Карташов П.М., Горностаева Т.А. и др. Новые фазы лантаноидов и актиноидов из проб реголита «Луна-24» // Доклады РАН, 2011, т. 437, № 4, с. 536-539.
5. Фронделл Дж. Минералогия Луны // М., «Мир», с. 336.
6. Saal A.E., Hauri E.H., Cascio M.L., et al. Volatile content of lunar volcanic glasses and the presence of water in the Moon's interior // Nature. 2008. V. 454. №7201. p. 192-195.

ON SIGNS OF HYDROTHERMAL ACTIVITY IN LUNAR ROCKS BY
THE DATA OF REGOLITH INVESTIGATION

Kartashov P.M., Mokhov A.V., Gornostaeva T.A.

Institute of geology of ore deposits (IGEM) RAS, Moscow, pmk@igem.ru

Two cases of mineral associations from samples of regolith delivered by AS Luna-20 and Luna-24, which indicates the probable hydrothermal alteration of primary lunar rocks, are considered.

МИГРАЦИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИЯ АБИОГЕННЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Корчин В.А.

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

Сейсмическими исследованиями на северо-западном шельфе Черного моря в кристаллической коре на глубинах от 7 до 20 км выявлены зоны низких скоростей (ЗНС). По региональным PT -условиям ($H=4\div 12$ км, $P=1,53$ кбар, $T=150\div 250^\circ\text{C}$) зоны можно отнести к термобарическим областям разуплотнения минерального вещества [Корчин 2013; Korchin 2017; Корчин и др. 2013]. Это область земной коры, где породы имеют повышенную трещиноватость и пористость, пониженную плотность, упругие параметры. Поэтому минеральные образования здесь проницаемы, гигроскопичны, способны более свободно транспортировать, абсорбировать и локализовать мигрирующие из глубин флюиды, в том числе углеводороды (УВ).

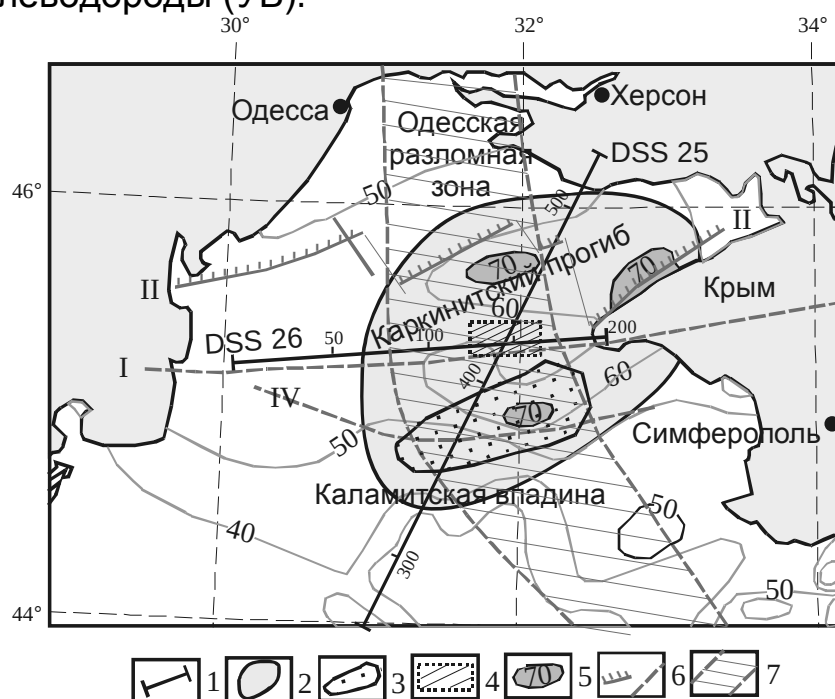


Рис. 1. Геофизическая обстановка района исследований: 1 – профили ГСЗ; проекции областей ЗНС (2), активной дегазации (3) и глубинного диапира (4) на дневную поверхность; 5 – максимумы тепловых потоков мВт/м^2 ; 6 – разломы мантийного заложения; 7 – зона Одесского разлома. Построения автора, использованы данные работ [Korchin 2017; Козленко 2014; Кутас 2011; Лукин 2014; Starostenko 2015].

Используя метод термобарического петрофизического моделирования (ПТБМ) [Корчин 2013; Корчин и др. 2013], учитывая

информацию о сейсмических разрезах ГСЗ, тектонике, геотермии [Korchin 2017; Козленко 2014; Кутас 2011; Лукин 2014; Starostenko 2015], петрофизики высоких *PT*-параметров, была построена петрофизическая модель земной коры района исследований, оконтурена площадь ЗНС (рис. 1, поз. 2).

В региональном плане эта зона расположена на шельфе с интенсивной дегазацией и грязевыми вулканами, в области с повышенными геотермальными режимами, вблизи активизации сейсмотектонических процессов. Поскольку эти характеристики присущи известным месторождениям абиогенных УВ, северо-западный шельф Черного моря можно обосновано отнести к перспективной акватории на поиски и разведку обширных локализаций углеводородов, а зоны разуплотнения (ЗНС) должны быть поисковыми критериями месторождений.

Анализируя материалы различных публикаций с позиций ПТБМ, была построена сейсмогравитационная петрофизическая с элементами современной тектоники глубинная модель Каркинитского прогиба (рис. 2). Показано, что в основании Каркинитского прогиба лежит шток вулканического происхождения (рис. 1, поз. 4 и рис. 2, поз. 2). Предполагается, что этот диапир сформирован многократными рифтогенными преобразованиями региона и сложен породами габбрового и ультраосновного состава повышенной трещиноватости, которая обусловлена пересекающимися мантийными разломами (рис. 1, поз. 7 и рис. 2, поз. 6). Многими исследователями показано, что большинство бассейнов с промышленной нефтегазоносностью на глубинах 5-10 км связаны с глубокими прогибами, депрессиям, формирующимся над суперплюмами (залегаящих преимущественно на шельфе) [Korchin 2017; Лукин 2014]. Причем, флюидопроводящие системы (трубы дегазации) должны быть приурочены к разуплотненным массивам пород кристаллического фундамента и, как правило, иметь плюмтектоническую, термобарическую природу, что создает благоприятные условия для возникновения труб дегазации различных размеров, морфологии и флюидодинамической активности. Именно такая ситуация обнаружена на изучаемой нами площади (рис. 1, 2). Здесь есть плюмтектонический объект, труба дегазации (трещиноватые породы диапира в окружении разломов) и обширная область термобарически разуплотненных пород на глубине 5-15 км перекрытые сверху значительной толщей осадочных пород.

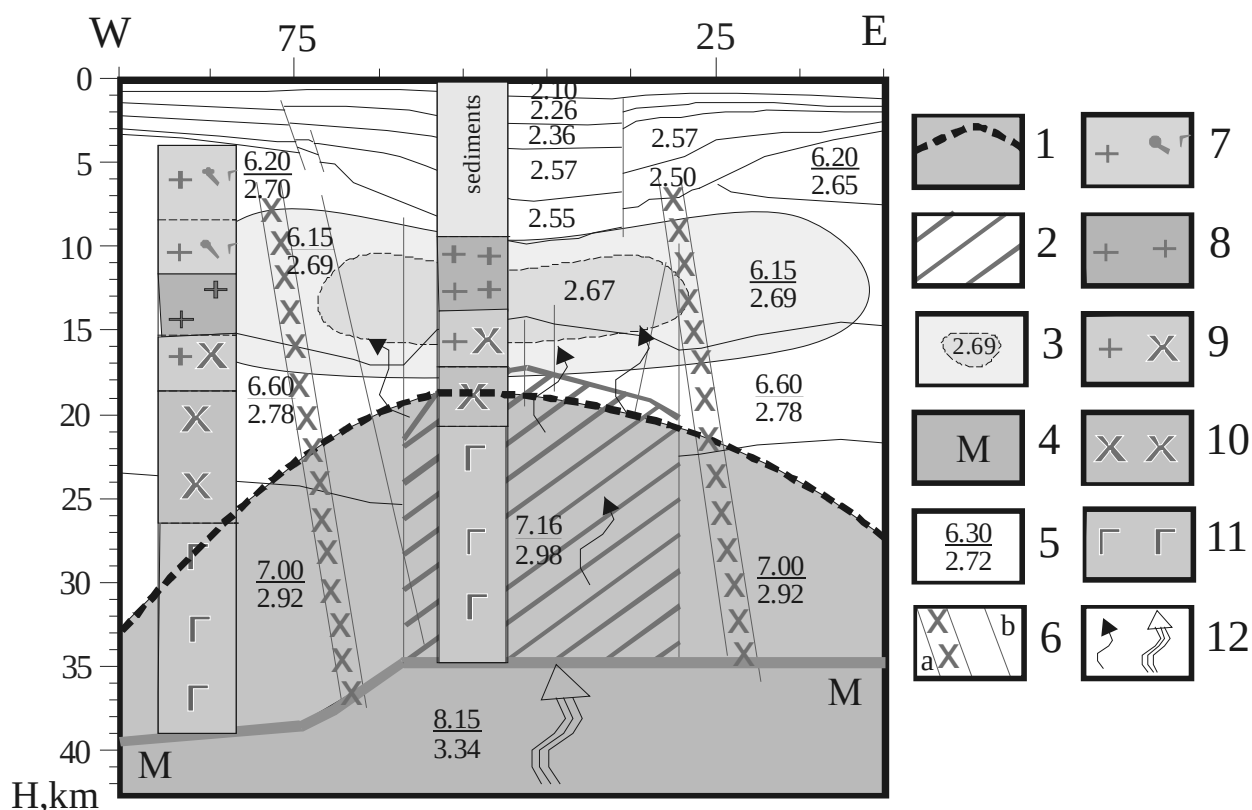


Рис. 2. Участок профиля DOBRE-5 [Starostenko 2015], пересекающий Каркинитский прогиб. 1 – диапир, 2 – ядро диапира (плотностное моделирование) [Козленко 2014], 3 – зона термобарического разуплотнения, 4 – граница Мохо, 5 – скорости/плотности участка коры, 6 – структурные элементы Одесской зоны разлома, 7 – гранито-гнейсы, 8 – граниты, 9 – гранодиориты, 10 – диориты, 11 – габброиды, 12 – направление движения флюидов.

ЗНС являются верхнекоровыми резервуарами мантийных флюидов и природными ловушками дегазации УВ. Кроме того, область разуплотнения пород Скифской платформы находится непосредственно под воздействием современных зон сейсмотектонической активности, которые постоянно создают интенсивные напряжения, сотрясения, которые способствуют более активному движению глубинных флюидов в полях переменных давлений и температур, тем самым увеличивая порово-абсорбционное пространство зоны разуплотнения и скопления УВ.

Установленная пространственная последовательность: зона разломов (рифтогены) – пересечение разломных структур (рифтогенный узел) – глубинный магматоген (диапир) – высокая температура – наличие ЗНС термобарической природы, указывает

на возможное скопление углеводородов абиогенного генезиса шельфа Черного моря и любых других регионов.

Литература

1. Корчин В.А., Буртный П.А., Коболев В.П. Термобарическое петрофизическое моделирование в геофизике. Киев: Наукова думка, 2013, 312 с.
2. Корчин В.А. Термодинамика коровых зон низких сейсмических скоростей (новая гипотеза). Lambert Academic Publishing, 2013, 280 с.
3. Korchin V. Anomalies of low density in the crystalline crust of thermobaric origin: a new insight into migration and localization of hydrocarbons. Oil and Gas Exploration: Methods and Application, Monograph 72 American Geophysical Union. Wiley, 2017, p. 237-257.
4. Козленко М., Козленко Ю. Структура и эволюция верхней части земной коры северо-западного шельфа Черного моря. Геофизический журнал, 2014, № 4, Т. 36, с. 65-74.
5. Кутас Р.И. Геотермические разрезы земной коры Черного моря и его северного обрамления. Геофизический журнал, 2011, № 6, Т. 33, с. 50-67.
6. Лукин А.Е. Углеводородный потенциал больших глубин и его освоение в Украине. Геофизический журнал, 2014, № 4, Т. 36, с. 3-12.
7. Starostenko V. и др. Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile the north western Black Sea and the Crimean Peninsula. Geophys. J. Int., 2015, p. 406–428.

MIGRATION AND LOCALIZATION OF ABIOTIC HYDROCARBONS IN THE EARTH'S CRUST OF THE BLACK SEA NORTH-WESTERN PART

Valery Korchin

S.I. Subbotin Institute of Geophysics of NASU, Kiev

This paper presents a mechanism for concentration of methane in the low velocity zones on the NW Black Sea shelf. Such zones are proposed to consider being a new type of a methane collector which is termed as thermobaric. Based on information on geological structure of the crust, geothermal regime, petrophysics of high pressures and temperatures, suitable conditions are proved for methane accumulation at 6-16 km depth. This can substantially extend hydrocarbon potential of the shelf due to their shallow occurrence and modern drilling capability.

ФРАГМЕНТАЦИЯ И ЗАХВАТ МАССЫ ПЛАНЕТЕЗИМАЛЕЙ В АККРЕЦИОННЫХ ДИСКАХ ЮПИТЕРА И САТУРНА

¹Кронрод В.А., ²Макалкин А.Б.

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, va_kronrod@mail.ru

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, Москва.

В настоящей работе обсуждаются процессы фрагментации планетезималей при прохождении газовой среды диска и их влияние на массу вещества, захваченного диском. Предполагается, что оценки размеров и массы планетезималей, захваченных диском в зонах роста регулярных спутников позволят продвинутся в понимании причин различий во внутреннем строении ледяных спутников-гигантов.

Мы решали безразмерные уравнения движения и уноса массы в результате абляции [Stulov et al., 1995; Gritsevich, Koschny, 2011]:

Тело не будет захвачено диском при условии $V_2 \geq V_e$, где V_2 скорость планетезимали на выходе из диска после его пересечения, V_e – скорость убегания из сферы Хилла центральной планеты планеты (вторая космическая скорость) на расстоянии r от центра планеты. Минимальное отношение скоростей V_2/V_1 , при котором тело покидает диск, равно $v_{\min} = V_e/V_1$ [Кронрод, Макалкин, 2015]. Были получены величины максимального радиуса планетезималей, захваченных диском ($R_{1,\max}$). Если не учитывать процессы фрагментации, тела большего размера не остаются в диске. В случае разрушения планетезимали на тела с радиусами $R_{f,\min} < R_{1,\max}$ вся суммарная масса фрагментов остается в диске.

Задачу разрушения планетезималей при прохождении газовой среды диска будем рассматривать в рамках известных моделей разрушения высокоскоростных тел при вхождении в атмосферу. Обычно, чтобы получить условие разрушения планетезимали, приравнивают давление набегающего потока в критической точке пределу прочности материала на сжатие [Angelo, Podolak, 2015]. Предполагается, что фрагментация наступает, когда величина динамического давления потока с плотностью ρ_g и скоростью V относительно тела становится одного порядка с прочностью тела (σ), $\sigma = \rho_g V^2$. В настоящей работе предполагается, что планетезимали состоят из материала близкого по составу и прочности к веществу комет. Для достаточно больших тел силы самогравитации планетезимали становятся одного порядка с силами динамического давления. В этом случае тело не может распасться на большие фрагменты. Оценки минимальных размеров тел ($R_{\min,G}$), не фрагментирующихся в результате самогравитации, приведены в [Angelo, Podolak, 2015]: ≈ 10 км для ледяных тел и ≈ 20 км для каменных. Мы предполагаем, что планетезимали состоят из вещества, идентичному кометному, $R_{\min,G} \approx 10$ км. Можно полагать, что при выполнении условия $R_{f,\min} < R_{1,\max}$, вся масса тел

планетезималей в зоне питания спутника в интервале размеров $0 < R < R_{\min,G}$ остается в диске.

Согласно статистической теории прочности, крупные дефекты структуры, приводящие к разрушению тела, встречаются гораздо реже более мелких дефектов. Поэтому вероятность нахождения крупного дефекта возрастает с увеличением объема тела [Weibull, 1939]. Эффективная прочность зависит от массы тела согласно следующей зависимости:

$$\sigma = \sigma^* (m^*/M)^\lambda,$$

где σ^* и m^* прочность и масса исследуемого лабораторного образца, σ - эффективная прочность тела из того же материала массы M , λ - масштабный фактор.

Величина λ зависит от свойств материала. Более однородный материал имеет меньшую величину λ . Для бетона $\lambda=1/3$, для гранита - $1/6$. Результаты ударных экспериментов, приведенные в работе Holsapple (2009) убедительно показывают зависимость прочности тела от его размеров с масштабным фактором $\lambda=0.2$.

Единого мнения о прочности кометного материала в настоящее время нет, в первую очередь из-за масштабного фактора. Данные по лабораторным экспериментам с аналогами кометного материала (смесь водяного льда и пыли) дают величины прочности от 20 кПа до 1 МПа, согласующиеся с экспериментальными данными. По оценкам авторов Bar-Nun и др. (2007) прочность на масштабах кометы оценивается ~ 100 Па. Исходя из средних размеров комет 5–10 км и их средней плотности $0.5\text{--}0.6$ г/см³, при $\lambda=0.12$ для образца массой $m^* = 1\text{--}10^3$ г получаем оценки прочности $\sigma^* = (4\text{--}12)$ кПа. Оценки прочности кометы на масштабах 10 м - 1 км проведены для кометы 67P [Groussin et al. 2015]. Прочность на растяжение $\sigma_t = 3\text{--}15$ Па (верхний предел 150 Па) получена на основании моделирования обрушения навесов, по оценкам наблюдаемого скольжения склонов определена величина прочности на сдвиг $\sigma_s = 4\text{--}30$ Па. Для сравнения снег, как показано в работе Hagenmuller и др. (2014) для плотности 100 кг/м³ имеет $\sigma_t = 100$ Па.

Результаты. Было проведено моделирование совместных процессов торможения, абляции и фрагментации планетезималей (вещество кометы) в газовой среде аккреционных дисков Юпитера и Сатурна. Определены величины максимального радиуса захвата $R_{1,\max}$ и радиусы фрагментации планетезималей $R_{f,\min}$ в зависимости от масштабного фактора и прочности вещества на расстояниях регулярных спутников Юпитера и Сатурна. Ограничения на прочность, следующие из условий захвата диском всей массы планетезималей с радиусами от 0 до $R_{\min,G}$ различны для спутников ($\lambda=0.2$): $\sigma < 2 \cdot 10^5$ Па для Ганимеда, для Каллисто - $\sigma < 3 \cdot 10^4$ Па и σ

$< 5 \cdot 10^3$ для Титана. Таким образом, при прочности материала $2 \cdot 10^5 > \sigma > 3 \cdot 10^4$ Па возможна существенная разница в количестве вещества, захваченного диском в области питания регулярных ледяных спутников Ганимеда, Каллисто и Титана, что, вероятно, послужило одной из основных причин низкой дифференциации Каллисто и Титана по сравнению с Ганимедом [Kuskov et al., 2009, Дунаева и др., 2014].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты, 15-05-02572, 15-05-01161).

Литература

1. Дунаева А. Н., Кронрод В. А., Кусков О. Л. 2014. Доклады Академии Наук. Т. 454. № 3. С. 1–6.
2. Кронрод В.А., Макалкин А.Б. 2015. Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. Москва, 282-287.
3. М: ГЕОХИ РАН, 426 с.
4. D'Angelo G., Podolak M. 2015. The Astrophysical Journal, 06:203 (29pp).
5. Gritsevich M., Koschny D. 2011. Icarus. Vol. 212. Pp. 877–884.
6. Groussin O., Jorda L., Auger. A. et al. 2015. Astronomy & Astrophysics, 583, A32.
7. Kuskov O.L., Dorofeeva V.A., Kronrod V.A. Makalkin, A.B. 2009. Jupiter and Saturn Systems: Formation, Composition, and Internal Structure of Large Satellites, Moscow: Izd. LKI.
8. Stulov V.P., Mirskii V.N., Vislyi A.I. 1995. Aerodinamika bolidov. Nauka, Moscow (in Russian).
9. Weibull W. 1939. A statistical theory of the strength of material // Proc. Roy. Swedish Inst. Engr. Res. V.151. P. 1-45.

FRAGMENTATION AND MASS CAPTURE OF PLANETESIMALS IN THE CIRCUMPLANETARY DISKS OF JUPITER AND SATURN.

¹**Kronrod V.A.**, ²**Makalkin A.B.**

¹V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, va_kronrod@mail.ru

²O.Y. Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow.

We simulated passing planetesimals through the circumplanetary disks of Jupiter and Saturn and capture of their material into the disks. Below are the results of simulation for the comet material of the planetesimals. The conditions for disk capture of the entire mass of planetesimals are different for satellites. For material strength $2 \cdot 10^5 > \sigma > 3 \cdot 10^4$ Pa a significant difference in the total masses of planetesimals with radii from 0 to 10 km capturing by the circumplanetary disks in the feeding area of Ganymede, Callisto and Titan is possible and could lead to a low differentiation of Callisto and Titan compared to Ganymede.

ВЛИЯНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ В МАНТИИ ЛУНЫ НА ЕЕ СОСТАВ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ СКОРОСТИ, ПОЛУЧЕННОЕ СОВМЕСТНОЙ ИНВЕРСИЕЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ (СЕЙСМИЧЕСКИХ И ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ) И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

¹**Кронрод Е.В.**, ²**Matsumoto К.**, ¹**Кусков О.Л.**, ¹**Кронрод В.А.**

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ РАН), Москва, e.kronrod@gmail.com

²RISE Project, National Astronomical Observatory of Japan (NAOJ), Mizusawa

Проведено исследование влияния температуры в мантии Луны на химический состав и сейсмические скорости в мантии. Обратная задача решалась помощью метода инверсии Байеса с применением алгоритма МСМС для определения параметров внутреннего строения Луны.

Геофизические данные. Для процедуры инверсии задается тот же набор геофизических данных, что и в работе [Matsumoto et al., 2015]: четыре геодезических – средний радиус (R), масса (M), нормализованный момент инерции (I_s/MR^2), число Лява второго порядка k_2 по результатам анализа геодезических данных [Williams J.G. et al., 2014]. Использовались данные о временах прихода сейсмических волн по [Lognonne P. E. et al., 2003].

Геохимические модели Al и Fe валового состава Луны.

Существующие на данное время модели состава Луны можно разделить на две группы: 1 - модели, по валовому содержанию Al_2O_3 близкие к силикатной Земле, 2 – модели с валовым содержанием Al_2O_3 , превышающим земные значения ($> 4,5$ мас.%). Анализ большинства моделей ([Kronrod, Kuskov, 2011]; [Khan et al., 2007; Warren, 2005] и др.) показал, что для первой группы содержание Al находится в пределах $3,5 \leq Al_2O_3 \leq 4,5$ (“среднее” $Al_2O_3 = 4,05 \pm 0,36$ мас.%), а для второй группы $4,5 \leq Al_2O_3 \leq 7,7$ (“среднее” $Al_2O_3 = 5,91 \pm 0,39$ мас.%). Для обеих групп моделей содержание железа $10 \leq Fe_2O_3 \leq 14$ (“среднее” $Fe_2O_3 = 12,25 \pm 1,33$ мас.%).

Модель Луны. Рассматривается вязкоупругая сферически симметричная девятислойная модель Луны: мегареголит, кора, четыре слоя мантии, слой пониженной вязкости, жидкое внешнее ядро и твердое внутреннее ядро. Физические свойства в каждой зоне приняты постоянными. Деление мантии на слои проводилось в соответствии с моделью [Gagnepain-Beineix et al., 2006]. Концентрации основных оксидов задавались равными в четырех верхних слоях мантии, для расчета концентраций в нижней мантии применялась модель магматического океана (концентрация оксидов в нижней мантии равна средней концентрации в верхней мантии и

коре и равна валовой концентрации ([Кронрод, Кусков, 2011] и др.).

Термодинамический подход. Состав коры задавался по модели (Taylor, 1982). Решение обратной задачи осуществляется с использованием термодинамического моделирования фазовых отношений и физических свойств в пятикомпонентной минеральной $\text{CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. Также используется метод минимизации свободной энергии Гиббса и согласованная база данных, содержащая уравнения состояния минералов и твердых растворов. Расчет фазовых диаграмм для заданного состава осуществлялся с помощью программного комплекса THERMOCALC.

Распределение температуры в мантии. Рассматривались линейные температурные профили в мантии Луны. Температура задавалась в серединах мантийных слоев на глубинах 150, 375, 625 и 1000 км, значения температуры в нижней мантии варьировались от 1000 до 1400 °C.

Инверсия. Обратная задача решается с помощью метода Байеса, для определения параметров внутреннего строения Луны применяется алгоритм Монте-Карло по схеме марковских цепей (метод MCMC). Решение для параметров определяется из их апостериорного распределения. Затем рассчитывается функция правдоподобия LHF, которая показывает меру отклонения модельных расчетных значений от наблюдаемых. В настоящей работе валовое содержание Al и Fe в Луне включено в качестве наблюдаемых значений в функцию правдоподобия LHF (1)

$$LHF = \exp\left(-\frac{(d_{obs}^{mass}-d_{cal}^{mass}(m))^2}{2\sigma_{mass}^2} - \frac{(d_{obs}^{MOI}-d_{cal}^{MOI}(m))^2}{2\sigma_{MOI}^2} - \frac{(d_{obs}^{k2}-d_{cal}^{k2}(m))^2}{2\sigma_{k2}^2} - \frac{(d_{obs}^{Qa}-d_{cal}^{Qa}(m))^2}{2\sigma_{Qa}^2} - \frac{(d_{obs}^{Qm}-d_{cal}^{Qm}(m))^2}{\sigma_{Qm}^2} - \sum_{n=1}^{318} \frac{(d_{obs}^n-d_{cal}^n(m))^2}{\sigma_n^2} - \frac{(d_{obs}^{Al\ bulk}-d_{cal}^{Al\ bulk}(m))^2}{\sigma_{Al\ bulk}^2} - \frac{(d_{obs}^{Fe\ bulk}-d_{cal}^{Fe\ bulk}(m))^2}{\sigma_{Fe\ bulk}^2}\right) \quad (1)$$

где d_{obs} , $d_{cal}(m)$, σ , m , -наблюдаемые данные, рассчитанные для модели m , погрешность в наблюдаемых данных и n -е время прихода сейсмической волны, соответственно.

Результаты. Получена оценка влияния температуры в нижней мантии Луны на химический состав и сейсмические скорости в мантии. Результаты расчетов приведены на рис. 1 (рассматриваемые температурные профили и рассчитанные по ним сейсмические скорости) и рис. 2 (концентрации основных оксидов). Для наглядности приведены расчеты для температур в нижней мантии с шагом в 100 °C. Показано, что для рассматриваемой модели температура в нижней мантии, превышающая 1300 °C приводит к аномальным решениям по скоростям и концентрациям, из чего можно сделать вывод, что такие

температуры не допустимы. Низкие температуры (900-1000 °C) также маловероятны, поскольку приводят к слишком низким значениям концентрации MgO.

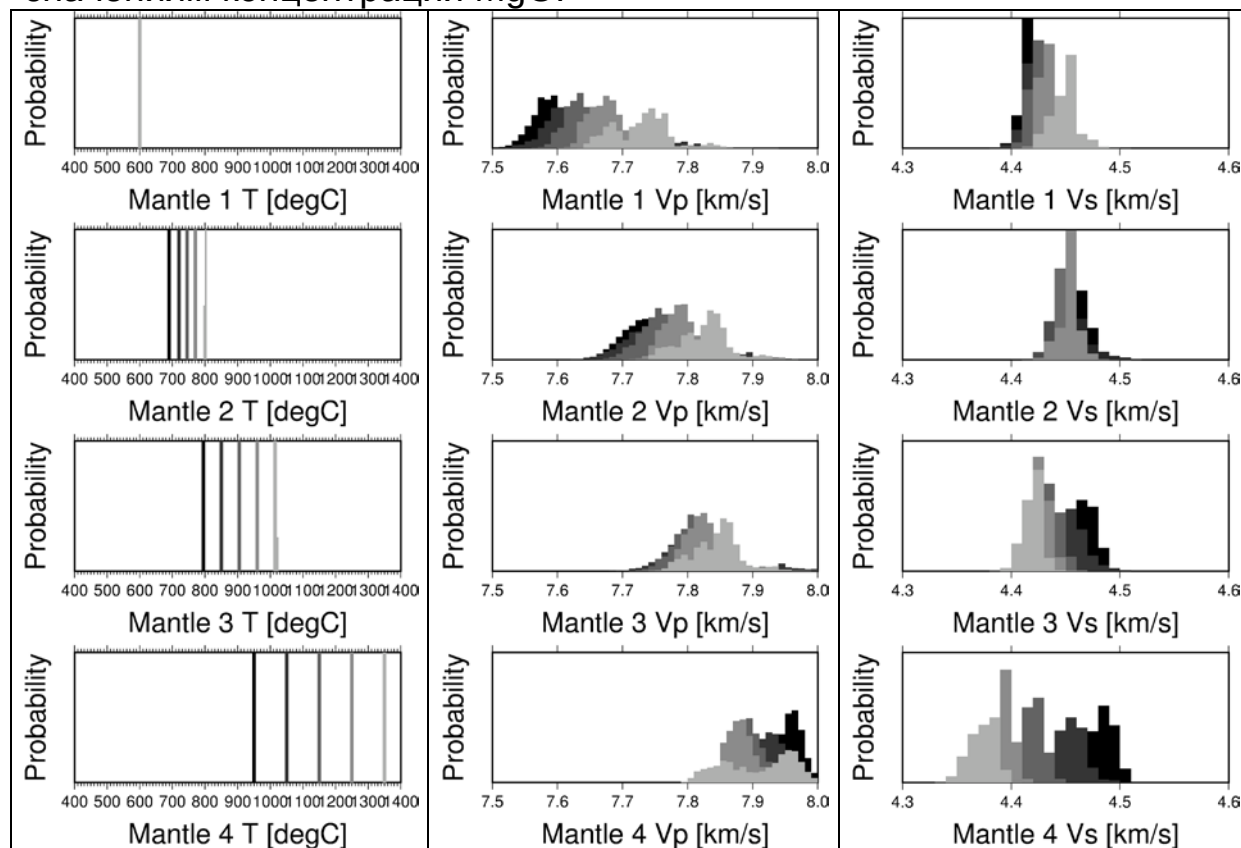


Рис. 2 Рассматриваемые профили температуры в мантии и рассчитанные по ним сейсмические скорости P- и S- волн

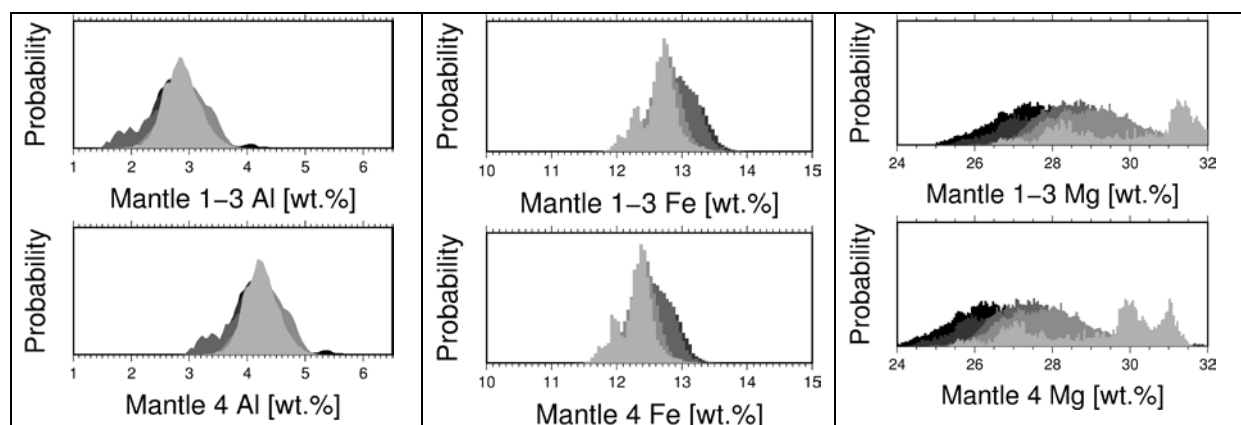


Рис. 3 Зависимость концентраций основных оксидов (Al_2O_3 , FeO, MgO) от температуры в нижней мантии

Работа выполнена при финансовой частичной поддержке РФФИ (грант 15-05-01161), Программы 7 и 22 Президиума РАН, гранта JSPSKAKENHI grant 17K05643

Литература

1. Williams J. G. et al. Lunar interior properties from the GRAIL mission // J. Geophys. Res. Planets. 2014. V.119. P. 1546–1578.
2. Lognonné P., Gagnepain-Beyneix J., Chenet H. A new seismic model of the Moon: implications for structure, thermal evolution and formation of the Moon // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V.211. P. 27-44.
3. Kronrod V.A., Kuskov O.L. Inversion of seismic and gravity data for the composition and core sizes of the Moon // Izv. Phys. Solid Earth. 2011. V. 47. P. 711-730.
4. Khan, A., Connolly, J. A. D., MacLennan, J. & Mosegaard, K. Joint inversion of seismic and gravity data for lunar composition and thermal state // Geophys. J. Int. 2007. V.168. P.243–258.
5. Warren P.H. 'New' lunar meteorites: implications for composition of the global lunar surface, lunar crust, and the bulk Moon // Meteorit. Planet. Sci. . 2005. V.40. P. 477–506.
6. Gagnepain-Beyneix J., Lognonné P., Chenet H., Lombardi D., Spohn T. A seismic model of the lunar mantle and constraints on temperature and mineralogy // Phys. Earth and Planet. Int. 2006. V. 159. P. 140-166.
7. Кронрод В.А., Кусков О.Л. Моделирование химического состава и размеров ядра Луны инверсией сейсмических и гравитационных данных // Физика Земли. 2011.

EFFECT OF TEMPERATURE DISTRIBUTION IN THE LUNAR MANTLE ON ITS COMPOSITION AND SEISMIC VELOCITIES OBTAINED FROM JOINT INVERSION OF GEOPHYSICAL (SEISMIC AND SELENODETTIC) AND GEOCHEMICAL DATA

¹**Kronrod E.**, ²**Matsumoto K.**, ¹**Kuskov O.**, ¹**Kronrod V.**

¹Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHI RAS), Moscow, e.kronrod@gmail.com

²RISE Project, National Astronomical Observatory of Japan, Mizusawa, Japan

In this study we estimated how temperature distribution of the temperature in the lower mantle of the Moon effects on the chemical composition and seismic velocities in the lunar mantle. The inversion is based on Bayesian inversion approach and Markov chain Monte Carlo (MCMC) algorithm to infer the parameters of the lunar internal structure.

ВАРИАЦИИ ПОСТУПЛЕНИЯ КОСМИЧЕСКОЙ ПЫЛИ НА ЗЕМНУЮ ПОВЕРХНОСТЬ, ЗАПИСАННЫЕ В ТОРФЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

¹Куражковский А.Ю., ¹Цельмович В.А., ²Казанский А.Ю.,

³Щетников А.А., ⁴Бляхарчук Т.А.

¹ГО «Борок» ИФЗ РАН, tselm@mail.ru, ²МГУ, ³ИЗК СО РАН, ⁴ИМКЭС СО РАН

Космическая пыль (КП), космогенное пылевое вещество, непрерывно поступает на земную поверхность. Об этом свидетельствует обнаружение частиц КП в современных и древних осадочных породах. Высокие концентрации КП в древних отложениях связывают с катастрофическими импактными событиями. Существует непрерывное (фоновое) поступление КП, которое не связано с катастрофами. Динамика поступления такого вещества на земную поверхность не исследована. Нами предпринята попытка обнаружения цикличностей в поступлении КП на Землю. Рассмотрены методические аспекты исследований.

Объект исследования и методика. Мы предприняли попытку исследовать частицы, размер которых составляет от долей мкм до сотен мкм. Перспективным объектом для изучения изменений поступления КП на земную поверхность в голоцене являются торфяные отложения из верховых болот (разрезы Горка, Тундра, Селенга, Дулиха). В верховых торфяных болотах практически отсутствует горизонтальный перенос частиц минерального вещества – частицы, попавшие на поверхность торфа, фиксируются в месте своего падения. Это позволяет обнаруживать изменения количества минеральных частиц, поступающих на единицу площади земной поверхности в данном регионе. Скорость накопления торфа - около 1 мм/год. При отборе образцов через 1- 2 см можно изучать вариации поступления КП с характерными временами 10 - 100 лет. Это измеримо с точностью радиоуглеродных датировок.

Для исследования мы использовали керны торфяных отложений, отобранных на территории России, в верховых болотах из различных климатических зон. В ходе пробоподготовки керны торфа разделялись на шайбы толщиной 2 см, и высушивались. Образцы сухого торфа помещались в кубические пластиковые контейнеры с ребром 2 см. после чего определялась их плотность - ρ и SIRM(среднее значение величины остаточной намагниченности насыщения), Кроме того, по образцам торфа болота Тундра определялась зольность торфа – А. Этот параметр изменяется в зависимости от количества минерального вещества в образцах. В соответствии с изменениями SIRM и А из образцов торфа проводилась магнитная сепарация частиц, обладающих остаточной

намагниченностью. С помощью СЭМ «Тескан Вега 2» определялся размер, состав и предположительный генезис минеральных частиц, полученных в результате магнитной сепарации. В исследованных пробах имелись частицы от долей мкм до сотен мкм. При исследовании вариаций поступления космогенного вещества на земную поверхность мы не делали различий между КП и микрометеоритами, но отметили частицы Fe с размером 300 мкм.

Изменения SIRM по мощности торфяных толщ. Исследуемые торфяные толщи имели примерно одинаковые мощности. Образцы кернов в среднем имели примерно одинаковую плотность. Средние значения SIRM зависели от географической широты мест отбора и уменьшались в соответствии с ростом гумидности зон, в которых формировались торфяные толщи. Известно, что при росте среднегодовых увлажнений вероятность эолового переноса терригенных частиц уменьшается. SIRM образцов из верхних частей кернов (2 -10 см) имеют повышенные значения. Как показал микроанализ, обогащение верхних частей кернов частицами, обладающими остаточной намагниченностью связано с современным техногенным загрязнением. В средних частях кернов значения SIRM обычно меньше, чем в верхних и нижних горизонтах. В этих частях кернов обнаруживаются циклические изменения SIRM, которые связаны с вариациями поступления терригенных либо космогенных минералов. Нижние горизонты формировались до образования сплошного торфяного слоя, в связи с этим были обогащены терригенными обломочными материалами и имели повышенные значения SIRM. Таким образом, высокая намагниченность нижних и верхних горизонтов исследуемых отложений обычно не связана с поступлением КП на Землю.

Установлено, что намагниченность отложений убывает по мере удаления осадочных толщ от областей с засушливым климатом, в которых эоловый перенос терригенных минеральных частиц значительно влияет на поведение SIRM. Результаты микрозондовых исследований показали, что поведение SIRM образцов торфа из болот гумидной зоны (Горка и Тундра) определяются в основном наличием КП. Таким образом, изменения SIRM по мощности торфяных толщ, образовавшихся в зонах с высоким увлажнением, могут характеризовать вариации поступления КП на Землю. Это предположение можно проиллюстрировать на примере данных, полученных в ходе исследования керна отложений болота Тундра. В поведении SIRM обнаруживается квазипериодичность или цикличность. Судя по результатам радиоуглеродных датировок, характерные времена между возрастаниями SIRM составляли около 100 лет (рис.16). Наиболее явно эти вариации SIRM видны в SIRM

обнаружен в горизонтах торфа, с возрастом около 5000 лет.назад. Этот всплеск SIRM также связан с повышенным количеством КП. Поведение намагниченности этой торфяной толщи отражает динамику поступления КП на Землю. Полагаем, что изменения величины SIRM могут служить количественной характеристикой КП. Предположение о глобальном характере обнаруженных вариаций поступления КП должно быть проверено на основе изучения других торфяных толщ, образовавшихся в условиях гумидного климата.

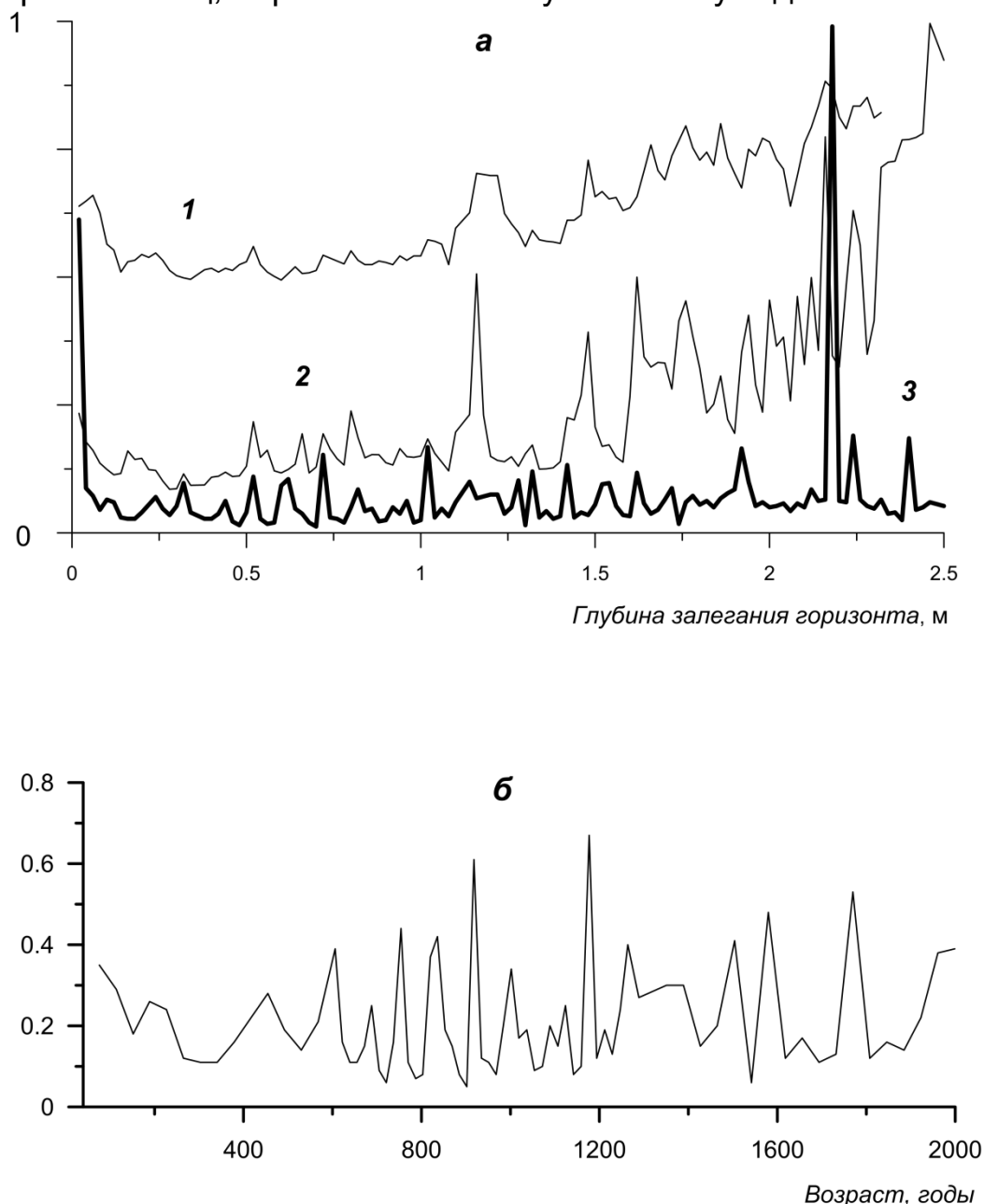


Рис.1. а) Относительные изменения (кривая 1), А (кривая 2), и SIRM (кривая 3) по мощности торфяной толщи; б) Изменения SIRM в ходе олиготрофной стадии эволюции болота Тундра.

Заключение. Нами отмечено, что наиболее значимо присутствие космической пыли влияет на поведение SIRM. Поведение остаточной намагниченности насыщения отложений верховых торфяных болот из зон, в которых эоловый перенос терригенных частиц пренебрежимо мал, можно использовать для исследования динамики поступления космогенного пылевого вещества на земную

поверхность. По отложениям болота Тундра обнаружена цикличность в поступлении космической пыли на земную поверхность. Характерные времена этой цикличности около 100 лет. Наиболее явно цикличность в количестве поступления пылевого космогенного материала проявляется в интервале 1200 - 500 лет тому назад. Наиболее значительный всплеск поступления космогенного вещества произошел в районе 5000 лет тому назад.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты №№16-05-00703а, 15-05-01644, и РНФ № 16-17-10079 (геохронологическое исследование торфяника).

VARIATIONS IN THE ARRIVAL OF COSMIC DUST ON THE EARTH'S SURFACE, RECORDED IN PEAT DEPOSITS

¹Kurazhkovskii A.Yu., ¹Tselmovich V.A., ²Kazanskii A.Yu.,

³Shchetnikov A.A., ⁴Blyakharchuk T.A.

¹GO «Borok» of IFZ RAS, ²MGU, ³IZK SO RAS, ⁴IMKES of the Siberian Branch of the RAS

Cosmic dust (CD), a cosmogenic dust substance, continuously enters the earth's surface. There is a continuous (background) supply of CD, which is not connected with disasters. The dynamics of the receipt of such a substance on the Earth's surface has not been investigated. We have made an attempt to detect cyclicity in the arrival of the CD on the Earth.

It was found that the behavior of the residual magnetization of the saturation of the sediments of the upper peat bogs from the zones in which eolian transport of terrigenous particles is negligible can be used to study the dynamics of the arrival of a cosmogenic dust substance on the earth's surface. On the deposits of the Tundra swamp, a cyclical nature of the arrival of cosmic dust on Earth was discovered. The characteristic times of this cyclicity are about 100 years. Most clearly the cyclicity in the amount of arrival of dust cosmogenic material is manifested in the interval 1200 - 500 years ago. The most significant outburst of the arrival of a cosmogenic substance occurred around 5000 years ago.

ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЕ И ТРЕКОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТЕОРИТОВ AUSSON L5 И ДОРОНИНСК Н6

Куюнко Н.С., Калинина Г.В., Алексеев В.А.

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

Термолюминесцентные исследования. Под действием космического излучения в минеральных компонентах метеоритов накапливаются следы радиационных нарушений, которые при нагреве вещества обуславливают термолюминесцентное свечение (ТЛ), лежащее в основе ТЛ-метода исследования вещества [Sears, 1988].

В данной работе мы провели сравнительный анализ параметров ТЛ (интенсивность свечения, характерные особенности кривой высвечивания) хондритов Ausson L5 и Доронинск Н6.

Для исследования валовые пробы 0.7-1.0 г дробили и затем измельчали в яшмовой ступке под слоем этилового спирта. Магнитную фракцию отделяли 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 естественную (ТЛ_{нат}) и индуцированную рентгеновским излучением в лабораторных условиях (ТЛ_{инд}) регистрировали на модифицированной установке ГЕОХИ РАН. 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 воспроизводимость кривых свечения. Температура пика на кривой свечения воспроизводится с ошибкой не более 1°C. Для расчетов параметров ТЛ использовали среднюю величину трех измерений. Значения ТЛ_{нат} и ТЛ_{инд} рассчитаны по величине площади под кривой высвечивания в интервале температур 50-350°C в относительных единицах путем нормирования к соответствующим значениям для хондрита Dhajala H3.8.

Характеристика и данные ТЛ исследуемых метеоритов приведены в таблице 1 и на рис. 1. Спектры ТЛ_{нат} и ТЛ_{инд} исследованных нами метеоритов имеют форму, характерную для обыкновенных хондритов. Исключение составил спектр свечения ТЛ_{нат} метеорита Ausson L5. Здесь отсутствует четко выраженный температурный максимум – достигнув максимального значения при

280°C, интенсивность $ТЛ_{нат}$ в пределах ошибки измерений не изменяется вплоть до 450°C (рис. 1). Такая необычная форма кривой высвечивания $ТЛ_{нат}$, существенно отличающаяся от обычного колоколообразного максимума в интервале 50-350°C, может быть обусловлена специфической радиационно-термической историей вещества этого метеорита.

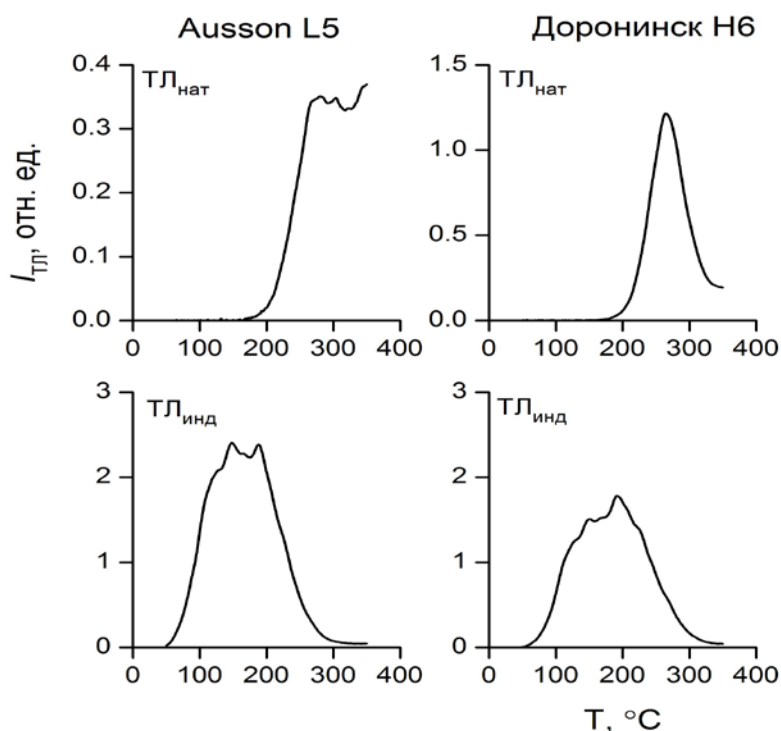


Рис. 1. Спектры естественной и индуцированной рентгеновским излучением термолюминесценции метеоритов.

Таблица 1. ТЛ характеристики метеоритов.

Метеорит	$T_{\text{макс}}, ^\circ\text{C}$		Интенсивность, отн. ед.	
	$ТЛ_{\text{нат}}$	$ТЛ_{\text{инд}}$	$ТЛ_{\text{нат}}$	$ТЛ_{\text{инд}}$
Ausson L5	280	150	2.8	2.5
Доронинск Н6	270	200	6.2	1.9

Для хондрита Доронинск температура максимума интенсивности $ТЛ_{\text{нат}}$ составила 270°C. Максимальная интенсивность термолюминесцентного свечения, накопленная при облучении образцов рентгеновским излучением, регистрируется при температуре 150 °C для метеорита Ausson и 200 °C – для хондрита Доронинск.

Трековые исследования. В метеоритных минералах (оливин, пироксен и др.) от тяжелых (VН) ядер галактических космических лучей (ГКЛ) образуются треки, плотность которых (ρ , см⁻²) зависит

как от продолжительности облучения (радиационного возраста t), так и от глубины залегания исследуемого образца в доатмосферном теле метеорита. На основе информации о глубинной зависимости скорости образования треков была разработана номограмма [Алексеев, 2004], позволяющая по величине найденной массы (m) и измеренной средней скорости образования треков (ρ/t) оценить доатмосферный радиус метеорита (R) и, таким образом, рассчитать величину абляции метеорита (A , %): $A = (1 - r^3/R^3) \times 100$, где r – эквивалентный радиус метеорита с выпавшей массой m .

Методика проводимых нами трековых исследований рассмотрена в работе [Алексеев и др., 2001]. Для выявления треков VН-ядер ГКЛ зерна оливина упаковывались в эпоксидные таблетки и подвергались химическому травлению в многокомпонентном растворе WN при температуре 110°C [Krishnaswami et al., 1974]. При расчёте скоростей образования треков привлекались значения радиационного возраста метеоритов (t), определённые по содержанию космогенного изотопа ^{21}Ne [Алексеев, 2005].

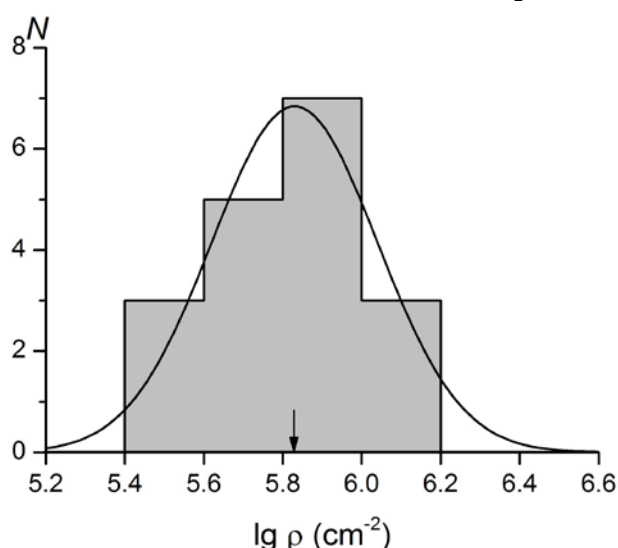


Рис. 2. Распределение кристаллов оливина из хондрита Ausson L5 по величине плотности треков галактических космических лучей.

Таблица 2. Трековые данные метеоритов.

Метеорит	m , кг	t , млн лет	$\lg(\rho/t)$, $\text{см}^{-2} \text{ млн лет}^{-1}$	r/R	A , %	M , кг
Ausson L5	50	69	4.0	0.57	81	260
Доронинск Н6	3.9	3.0	5.4	0.65	73	14

Результаты трековых исследований хондритов (скорость образования треков, оценка абляции и доатмосферной массы M)

приведены в табл. 2. На рис. 2 найденное распределение кристаллов оливина из хондрита Ausson L5 по величине плотности треков аппроксимировано гауссовой кривой; максимум кривой соответствует плотности треков $7^{+4}_{-3} \cdot 10^5 \text{ см}^{-2}$. Средняя плотность треков для хондрита Доронинск H6 равна $8.3 \cdot 10^5 \text{ см}^{-2}$.

Выводы. Приведены результаты термолюминесцентных и трековых исследований метеоритов Ausson L5 и Доронинск H6. Согласно ТЛ-данным найдено свидетельство возможной сложной радиационно-термической истории хондрита Ausson L5. По трековым данным выполнена оценка доатмосферных масс и величины абляции метеоритов.

Работа частично поддержана Программой № 28 фундаментальных исследований Президиума РАН.

Литература

1. Алексеев В.А., Горин В.Д., Ивлиев А.И., Кашкаров Л.Л., Устинова Г.К. Комплексные исследования термолюминесценции, треков и радионуклидов в свежевыпавшем хондрите Куня-Ургенч // Геохимия. 2001. № 1. С. 1139-1151.
2. Алексеев В.А. Абляция метеоритов по данным о плотности треков космических лучей // Астроном. вестник. 2004. Т. 38. № 3. С. 225-234.
3. Алексеев В.А. История обыкновенных хондритов по данным о стабильных изотопах благородных газов (обзор) // Астроном. вестник. 2005. Т. 39. № 2. С. 141-168.
4. Krishnaswami S., Lal D., Prabhu N., Tamhane A.S. Olivines: revelation of tracks of charged particles // Science. 1974. V. 174. No. 4006. P. 287-291.
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.

THERMOLUMINESCENT AND TRACK STUDIES OF AUSSON L5 AND DORONINSK H6 METEORITES

Kuyunko N.S., Kalinina G.V., Alexeev V.A.

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

The results of thermoluminescent (TL) and track studies of Ausson L5 and Doroninsk H6 meteorites are presented. According to TL data, evidence of a possible complex radiation-thermal history of Ausson chondrite has been found. According to the track data, the pre-atmospheric mass and the ablation of meteorites are estimated.

РАСЧЕТНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ФУГИТИВНОСТИ КИСЛОРОДА В ОПЫТАХ ПРИ ИЗВЕСТНОМ СОДЕРЖАНИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

¹**Лебедев Е.Б.**, ²**Аверин В.В.**, ¹**Кононкова Н.Н.**, ¹**Рощина И.А.**,
¹**Кузьмина Т.Г.**, ¹**Зевакин Е.А.**

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН), e-mail: leb@geokhi.ru

²Институт металлургии и материаловедения им. А.А. Байкова РАН (ИМЕТ РАН)

Для оценки изменения флюидной фазы и минерального состава породы в результате экспериментов было выполнено физико-химическое компьютерное моделирование равновесного состава изучаемой системы: песчаник/водные флюиды. Моделирование выполнялось по программе ГИББС (Ю.В. Шварова). Список потенциально возможных фаз включал 50 минералов. Рассматривалась закрытая система с различными отношениями реагирующих масс породы и флюида (0.01-100) при температурах 200-700°C и давлении 300 МПа [Лебедев и др., 1999].

Моделирование показало, как изменяется рН исходного флюида при его химическом взаимодействии с песчаником (рис. 1а). Можно отметить нейтрализацию как исходно кислого, так и исходно щелочного флюида при высоком отношении реагирующих масс к воде.

Химический, минералогический, микронзондовый анализы, измерение пористости и проницаемости были выполнены на закалочных образцах песчаника. Закалочные образцы готовились следующим образом. Образцы нагревались в заданном растворе или в азоте (сухие условия) под давлением 300 МПа до необходимой температуры. Были выбраны следующие температуры: 100, 220, 400, 590, 640, 705, 808°C. Данные величины соответствовали точкам перегиба или характерным значениям полученных ранее температурных зависимостей скоростей упругих волн. Каждый образец выдерживался при выбранной температуре 3 ч и затем быстро охлаждался. Время закалки составляло 2-3 мин.

Песчаник для данного исследования был выбран как модельная система, т.е. порода, имеющая относительно простой состав: содержащая главным образом кремнезем, и претерпевшая сравнительно небольшие структурные изменения при низкотемпературном метаморфизме.

Главные минералы: мусковит 2.38%, сфен 1.42%, каолинит 4.99%, хлорит 0.11%, альбит 0.55%, кварц 90.56%, $\Sigma = 100.01\%$.

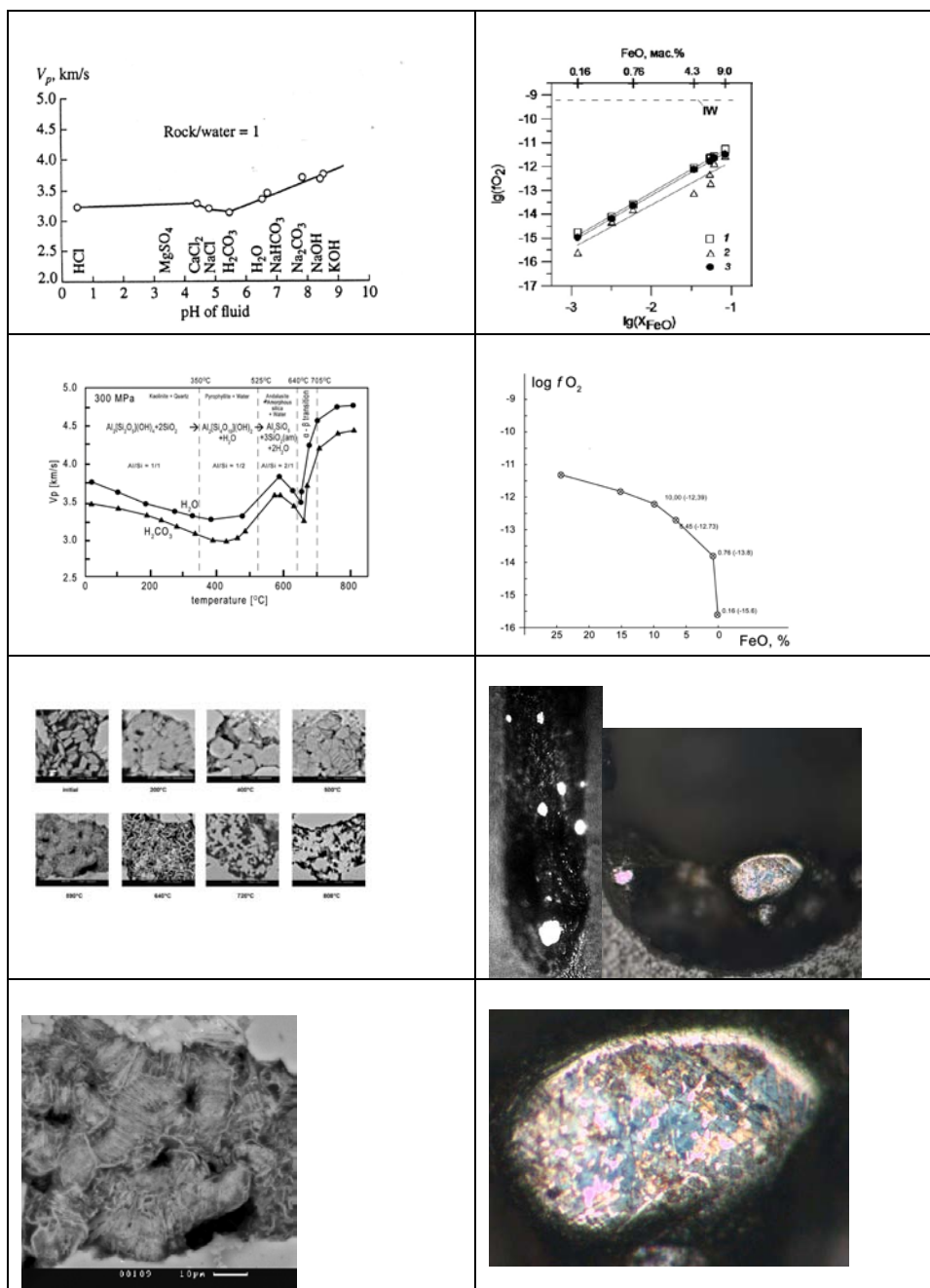


Рис.1а, б, в, г.

Рис.2а, б, в, г.

Рис. 1: а - предполагаемое изменение V_p с возрастанием pH флюида от 1 до 9, соотношение порода/вода=1; б – температурная зависимость скорости продольных волн (V_p) в песчанике под влиянием водно-солевых флюидов; зависимость V_p -Т в песчанике с флюидами H_2O , H_2CO_3 ; в - закалочные образцы песчаника при Т=20-808°C; г- появление аморфного кремнезема при Т=590°C под давлением кислого флюида 300 МПа.

Рис. 2; а, б - расчетные значения летучести кислорода в модельных расплавах при известном содержании железа в опытах: CS-122, CS-44, CS-105, CS-53, CS-45, CS-96, CS-57, CS-58, CS-110, полученных термодинамическими методами; в, г - распределение фаз после центрифугирования в опытах CS-110 (верхняя часть) и осадок (низ).

В соответствии с геохимическими данными коровые флюиды имеют, как правило, Са-На-Сl-характер. Общее содержание солей близко к 100 г/л. Поэтому, чтобы оценить влияние различных компонентов коровых флюидов, были выбраны следующие: NaOH, KOH, Na₂CO₃, NaHCO₃, CaCl₂, NaCl, MgSO₄, H₂CO₃, HCl.

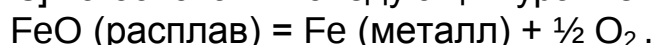
Концентрация растворов была выбрана равной 1М, близкой к величине, характерной для естественных природных условий (100 г/л). [Лебедев и др., 2014].

Влияние летучести кислорода в центрифуге.

Полное осаждение железа получено в опыте CS-110, рис. 2. [Лебедев, Галимов, 2012].

Оценка окислительно-восстановительных условий проводилась с использованием анализа закаленных расплавов с помощью трех термодинамических методов [Лебедев и др., 2016].

Первый метод. Значение летучести кислорода fO_2 в экспериментах оценены согласно расчетному методу А.А.Кадика [Kadik et al., 2013] на основании следующих уравнений:



Второй использованный метод. Расчеты значений летучести кислорода (fO_2) были также выполнены на основании химического состава фаз закаленных образцов после опытов, используя эмпирическую зависимость [Арискин и др., 1992]

$$\lg fO_2 = 2\lg(X_{FeO}/\alpha_{Fe}) - h/T(K) - \sum dX_i,$$

Третий метод. Окислительно-восстановительные условия после центрифугирования, рассчитывались также с помощью системы «Терра» [Аверин, 2009]

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, рис.2.. 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 ~ - 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 CI- углистых хондритов.

Литература

1. Лебедев Е.Б., Рыженко Б.Н., Дорфман А.М., Зебрин С.Р., Жариков А.В., Соколова Н.Т., Буркхардт Х. Экспериментальное исследование влияния состава водных растворов на упругие свойства песчаника при высоких давлениях и температурах и компьютерное моделирование взаимодействия вода-порода. *Геохимия*, 1999, 7, 686- 695.
2. Лебедев Е.Б., Рыженко Б.Н., Буркхардт Г., Жариков А.В., Рощина И.А., Кононкова Н.Н., Зебрин С.Р. Влияние состава флюидов на упругие свойства пород (песчаника, кварцита) при высоких температурах и давлениях (в приложении к проблеме коровых волноводов). *Физика Земли*, 2014, № 3, с. 65–76.
3. Лебедев Е.Б., Галимов Э.М. Экспериментальное моделирование формирования металлического ядра Луны в условиях частичного плавления. *Геохимия*, 2012. № 8. С. 715-725.
4. Лебедева Е.Б., Аверин В.В., Луканин О.А., Рощина И.А., Кононкова Н.Н., Зевакин Е.А. Влияние окислительно-восстановительных условий на сегрегацию железной металлической фазы при экспериментальном моделировании формирования ядра Луны с использованием высокотемпературной центрифуги. *Геохимия*, 2016. № 7. С. 623–632.
5. Kadik A.A., Litvin Y. A., Koltashev V. V., Kryukova E. B., Plotnichenko V. G., Tsekhonya T. I., Kononkova N. N. 2013. Solution behavior of reduced N-H-O volatiles in FeO-Na₂O-SiO₂-Al₂O₃ melt equilibrated with molten Fe alloy at high pressure and temperature // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 214, 14-24.
6. Арискин А.А., Борисов А.А., Бармина Г.С. Моделирование равновесия железо - силикатный расплав в базальтовых системах // *Геохимия*. 1992. № 9. С.1231-1240.
7. Аверин В.В. Термодинамическое моделирование – основа прогнозирования оптимальных процессов химической технологии // Сборник докладов. Всероссийской конференции по проблемам математики, информатики, физики и химии. РУДН, 2009. С. 169.

СКОРОСТЬ УПРУГИХ ВОЛН В МАГМАТИЧЕСКИХ И
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ
ТЕМПЕРАТУРЫ, ДАВЛЕНИЯ И ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ
(роль водных флюидов в формировании зоны пониженных
скоростей и волноводов в коре и в верхней мантии Земли)

¹**Лебедев Е.Б.,** ²**Керн Х.,** ³**Жариков А.В.**

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского
РАН (ГЕОХИ РАН), 119991, ГСП-1, Москва В-334, ул. Косыгина,
19, e-mail: leb@geokhi.ru

²Минералогическо-Петрографический Институт, Кильский
Университет, Киль, Ольхаузен штрассе, 40-60, Германия.

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), 119017, Москва,
Старомонетный пер. 35.

Один из геохимических подходов к изучению природы сейсмической неоднородности литосферы и верхней мантии Земли связан с выявлением роли летучих компонентов в изменении ее вещественного состава, фазового и физического состояния пород.

Геофизические исследования последних лет обнаружили в средней части земной коры существование зон с аномально низкими сейсмическими скоростями и повышенной электропроводностью. Природа этих зон окончательно не установлена. Имеются предположения, что они могут быть связаны с изменениями пористости и проницаемости пород, а также с присутствием флюидов.

Несмотря на значительный объем экспериментальных данных по физическим свойствам земного вещества при высоких термодинамических параметрах, остается окончательно нерешенным вопрос о природе, строении и физических свойствах вещества в зонах низких скоростей.

При высоких давлениях и температурах получено большое количество данных, главным образом в сухих условиях (Керн. 1982). Скорости упругих волн V_p магматических и мантийных пород при высоких давлениях (~6 кб) при нормальных температурах в «сухих» условиях выше 1-2 кб имеют вид близкий к линейным прямым, рис.1а, д (Керн, 1982).

Экспериментальные исследования в присутствии летучих компонентов (их значительно меньше), проведенные под давлением флюида до 5 кбар и температурах до 1200°C, показали существование сильного влияния воды и различных растворов на физико-химические свойства расплавов и пород в

результате минеральных реакций и происходящих изменений структуры пород и магматических расплавов, рис. 1б.

В данном исследовании было проведено экспериментальное изучение влияния флюидов на упругие свойства ряда пород

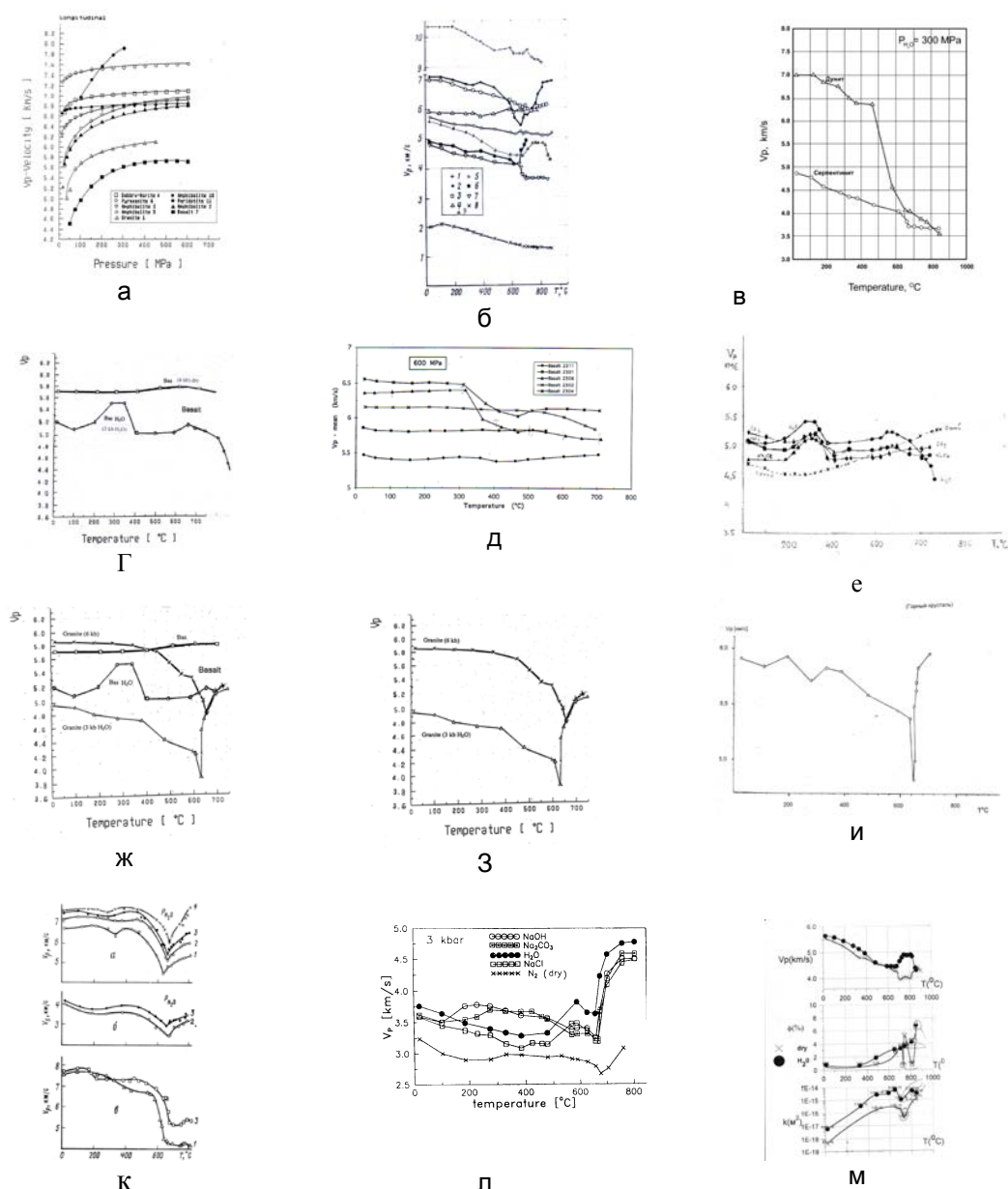


Рис.1. Скорость упругих волн в породах и расплавах.

(песчаника, зеленого сланца, кварцита, амфиболита, обсидиана, гранита, базальта, серпентинита, пироксенов, дунита и др.) в условиях возможных высоких температур и давлений, характерных для средней части континентальной земной коры и верхней мантии, рис.1 б-г, е-м (Лебедев и др. 1089, 2003, 2017).

В присутствии воды, под давлением и при различных температурах, кривые V_p приобретают сложные формы. Это связано с изменением микроструктуры, пористости, проницаемости, изменением механических свойств, рис. 1б.

В дуните под давлением воды 3 кб выше 600°C упругая скорость V_p снижается на три единицы за счет серпентинизации, рис. 1в.

В базальте, под высоким давлением воды (~3 кб), рис. 1г, е, ж V_p повышается при 300-500°C за счет образования цеолитов, и снижается при 500°C, за счет разрушения цеолитов, аналогично данным в Карерских базальтах, содержащих цеолиты рис. 1д.

В граните, кварците, горном хрустале (кварце), песчанике (и других породах, содержащих кварц) (рис. 1ж, з, и) под высоким давлением воды при температуре ~ 560°C происходит резкое снижение V_p , с повышением температуры, происходит резкое повышение, V_p связанное с α - β переходом в кварце, рис. 1и. Аналогичный минимум V_p существует также в «сухих» породах, содержащих кварц, при тех же температурах.

В амфиболите (рис. 1к) под высоким давлением воды при температурах (560-600°C) наблюдается резкий минимум, после которого происходит значительное повышение V_p , связанное с заполнением микротрещин высокоплотным флюидом, подплавлением породы, а также с возможным α - β переходом в кварце.

Изменение скорости продольных волн V_p песчаника (рис. 1л) в присутствии кислого, щелочного и нейтрального флюидов различается в результате химического взаимодействия и преобразования кристаллического состояния при различных температурах и давлениях воды.

Скорости упругих волн V_p в зеленом сланце (рис. 1м) под давлением воды и в сухих условиях имеют минимум при 650°C. С повышением температуры под давлением воды наблюдается рост V_p , в «сухих» условиях - снижение.

Для сравнения экспериментальных данных в «сухих» условиях и под давлением флюидов два различных прибора высокого давления были использованы: шестипуансонный пресс (Керн, 1982) и газовый аппарат с внутренним нагревом (Лебедев, Хитаров, 1979).

Литература

1. Kern, H., 1982. P-and S-Wave Velocities in Crustal and Mantle Rocks under the Simultaneous Action of High Confining Pressure and High Temperature and the Effect of the Rock Microstructure. In: W.

- Schreyer (Editor), High-Pressure Researches in Geoscience, H. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart, : 15-45.
2. Lebedev E.B., Kern H. The effect of hydration and dehydration reactions on wave velocities in basalts. *Tectonophysics*, 1999, 308, 331-340.
 3. Лебедев Е.Б., Кадик А.А., Зебрин С.Р., Дорфман А.М. Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн глубинных пород. *ДАН СССР*, 1989. том 309, N 5, 1090-1093.
 4. Zharikov, A.V., Pek, A.A., Lebedev, E.B., Dorfman, A.M. and Zebrin, S.R., The effect of water fluid at temperatures up to 850°C and pressure of 300 MPa on porosity and permeability of amphibolite, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1993. 76: 219-227.
 5. Лебедев Е.Б., Дорфман А.М., Зебрин С.Р., Жариков А.В., Пэк А.А. Влияние водного флюида на скорость продольных волн, пористость и проницаемость амфиболитов при температурах до 850°C и давлении 300 МПа. *Геохимия*, 1995. 2, 282-294.
 6. Лебедев Е.Б. Физико-химические особенности влияния водного флюида на скорость упругих волн, пористость и проницаемость амфиболита при частичном плавлении при температурах до 850°C и давлении 300 МПа. *Геохимия*, 2003, 9, 941-949.
 7. Лебедев Е.Б. Влияние флюидов на геофизические свойства пород литосферы: экспериментальные исследования. «Флюиды и геодинамика». «Наука», 2006. С.165-181
 8. Лебедев Е.Б., Павленкова Н.И., Луканин О.А. Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн в дуните и серпентините. (к вопросу о природе зоны низких скоростей в верхней мантии Земли). *Доклады Академии наук.* 20017. Т 472 № 1, С. 85-88.

ELASTIC WAVES VELOCITIES IN MAGMATIC AND METAMORPHIC ROCKS DEPENDING ON THE TEMPERATURE AND PRESSURE OF THE VOLATILE COMPONENTS

(the role of aqueous fluids in the formation of low velocities zone and waveguides in the crust and upper mantle of the Earth)

¹**Lebedev E.B.**, ²**Kern H.**, ³**Zarikov A.V.**

¹GEOKHI RAS, ²Universitat Kiel, Germany, ³IGEM RAS, Moscow

eb-lebedev@yandex.ru

Experimental studies were conducted under the fluid pressure of 500 MPa and temperatures up to 1200°C.

They showed that there is a significant dependence of the elastic properties of rocks and magmatic melts as a result of transformation of the microstructure.

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОГЛАСНЫХ РУДОНОСНЫХ ЗОН СИНМЕТАМОРФИЧЕСКОГО РАССЛАНЦЕВАНИЯ ВОСТОЧНОГО РУДНОГО УЗЛА ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ В РАЗРЕЗЕ СГ-3 И НА ПОВЕРХНОСТИ

Лобанов К.В., Чичеров М.В.

Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва

lobanov@igem.ru, chicher@igem.ru

Восточный рудный узел Печенгского рудного поля состоит из шести взаимосвязанных месторождений, наиболее крупным из которых является Пильгуярвинское месторождение [Горбунов и др., 1999]. Месторождения, представляют собой массивы основных-ультраосновных пород, локализованных в пределах туфогенно-осадочных пород «продуктивной толщи» пильгуярвинской свиты.

На первично-магматическое Пильгуярвинское месторождение оказали существенное воздействие тектонические нарушения, возникшие на коллизионном этапе развития Печенгской структуры. Среди них важную роль играют согласные рудоносные зоны синметаморфического рассланцевания, которые обусловили формирование чешуйчато-блоковых структур Восточного рудного узла и привели к многоярусности в расположении рудных тел. Всего в Восточном рудном узле выделяются четыре зоны (рис. 1).

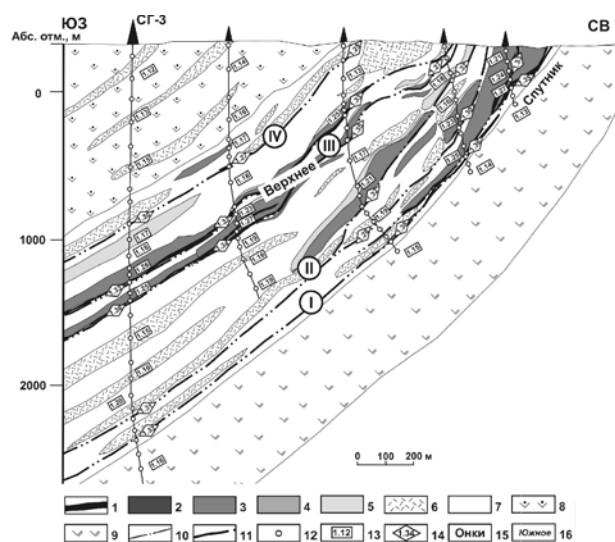


Рис. 1. Петрофизический разрез СГ-3 - месторождения Верхнее и Спутник Восточного рудного узла Печенгского рудного поля. 1 – эпигенетические брекчиевидные, сплошные и богатые вкрапленные сульфидные медно-никелевые руды; 2 – вкрапленные руды в серпентинизированных перидотитах, 3 – перидотиты; 4 – пироксениты, 5 – габбро; 6 – габбро-диабазы; 7 – породы продуктивной туфогенно-осадочной толщи; 8 – вулканогенные породы пильгуярвинской свиты, 9 – вулканогенные породы коласйокской свиты; 10–11 – разрывные тектонические нарушения: 10 – диагональные разломы, 11 – межпластовые тектонические зоны; 12 – места отбора ориентированных образцов и участки детальных структурно- петрофизических

исследований; 13–14 – средние значения коэффициента анизотропии V_p для пород: 13 – тектонических блоков, 14 – межпластовых тектонических зон, 15 – месторождения медно-никелевых руд; 16 – рудные тела сульфидных медно-никелевых руд

Первая (Главная) согласная рудоносная зона синметаморфического рассланцевания проходит вдоль нижнего контакта Пильгуярвинского интрузива и контролирует размещение богатых брекчиевидных и сплошных сульфидных руд. Морфологически Главная зона выражена брекчированием и

рассланцеванием оруденелых серпентинизированных перидотитов, местами оруденелой тектонической брекчией и сплошными сульфидными рудами. Вторая (Верхняя) зона простирается параллельно Главной в 200-500 м выше по разрезу. Она разбивает габбро-верлитовый массив Пильгуярви на два крупных блока. Зона выражена оруденелой тектонической брекчией, реже богатыми брекчиевидными и сплошными сульфидными рудами. Третья зона проходит параллельно первым двум в 300-400 м южнее и выше по разрезу и контролирует локализацию Быстринского месторождения "слепых" рудных залежей. Четвертая зона расположена в самых верхах Продуктивной толщи. В её пределах отмечаются только маломощные линзовидные и пластовые тела ультраосновных пород с локально проявленным медно-никелевым оруденением.

Продуктивная толща выделяется в разрезе северопеченгской серии пестротой литологического состава и резкой гетерогенностью разреза по физико-механическим свойствам пород, что и обусловило как локализацию никеленосных габбро-верлитовых интрузивов, так и возникновение межпластовых тектонических зон синметаморфического рассланцевания с локализацией в них богатых эпигенетических брекчиевидных сульфидных медно-никелевых руд.

Проведенные исследования петрофизических свойств пород Продуктивной толщи показывают схожий характер изменения этих параметров в разрезе СГ-3 и по профилю на поверхности (рис.2).

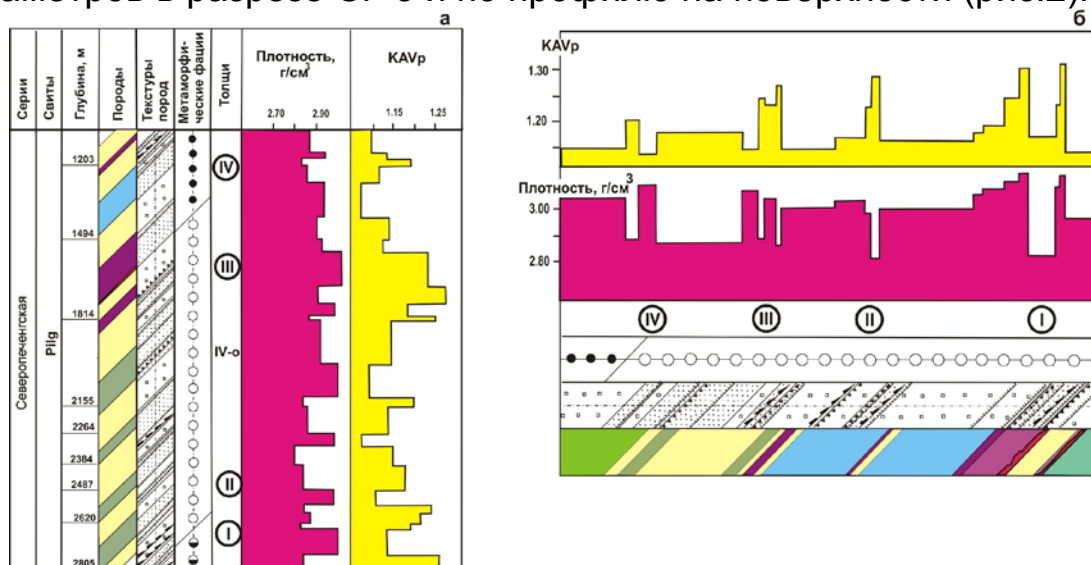


Рис. 2. Корреляция плотности, пористости и анизотропии V_p пород Продуктивной толщи с зонами межпластовых тектонических нарушений Восточного рудного узла по разрезу Кольской сверхглубокой скважины (а) и профилю на поверхности (б)

Для туфогенно-осадочных пород Продуктивной толщи характерны средние значения – плотность от 2.78-2.83 г/см³ и KAVp – 1.15-1.17. По разрезу дифференцированных габбро-верлитовых интрузивов от габбро к пироксенитам, перидотитам и оруденелым перидотитам происходит изменение значений плотности 2.97–3.05–3.01–3.06 г/см³ и KAVp 1.15–1.17–1.18–1.20–1.22. Средние значения

для пород толщи по плотности - 2.84 г/см^3 и $KAVp - 1.19$, тогда как вулканогенные породы свит пильгуярви и колосйоки перекрывающих и подстилающих ее характеризуются большей плотностью и меньшей анизотропией $KAVp - 1.14-1.15$, что обусловлено их более литологически однородным составом [Лобанов и др., 1989].

Для пород межпластовых тектонических зон синметаморфического рассланцевания характерны наиболее высокие значения $KAVp$ до 1.33, плотности до 3.01 г/см^3 и пористости до 1.15%. Высокая плотность объясняется наличием сплошных и брекчиевидных руд в этих зонах, а пористость – тем, что породы интенсивно рассланцованы и раздроблены. При метаморфизме и последующих гидротермально-метасоматических изменениях в межпластовых тектонических зонах происходило формирование низкотемпературной ассоциации минералов, которые снижали упругие параметры пород. Высокие значения $KAVp$ (1.29-1.32) подтверждают, что породы в этих зонах формировались при интенсивных тектонических движениях в эпоху свекофеннской тектоно-метаморфической активизации [Лобанов и др., 2010].

Особенности внутреннего строения Главной согласной рудоносной зоны синметаморфического рассланцевания и ее роли в локализации богатых медно-никелевых руд были детально изучены на участке Центрального рудного тела (рис.3). Здесь в лежащем боку рудного тела, сложенного интенсивно серпентинизированными, оталькованными перидотитами с прожилково-вкрапленным оруденением, выделяется зона рассланцевания и брекчирования. Она проходит как по перидотитам, так и по подстилающим их туфогенно-осадочным породам. Мощность зоны около 10 м, а падение ее на юго-запад под углом 60° .

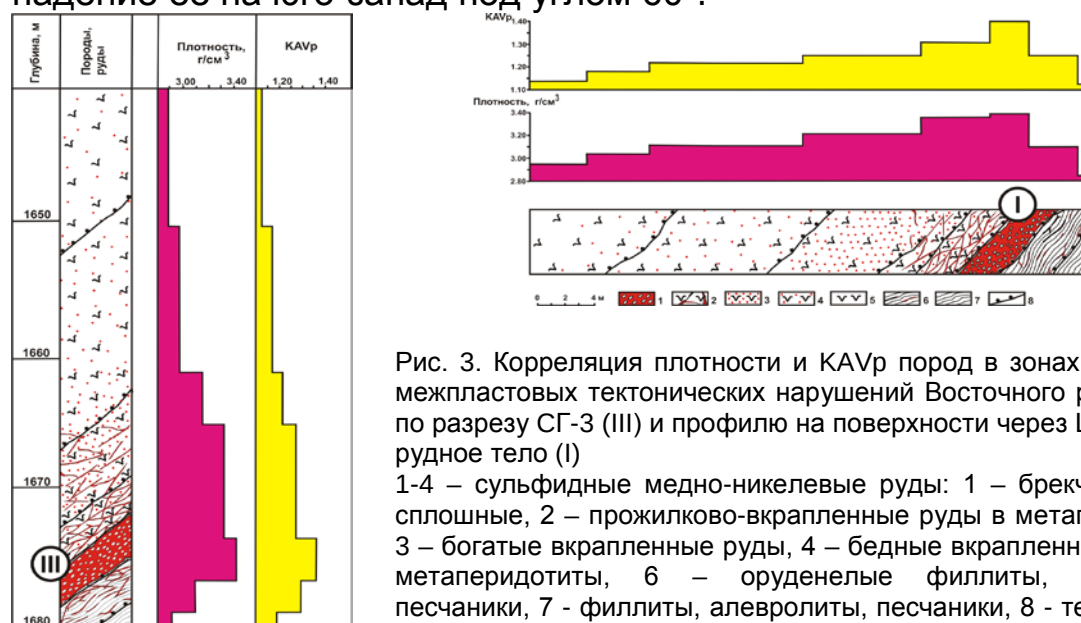


Рис. 3. Корреляция плотности и $KAVp$ пород в зонах рудоносных межпластовых тектонических нарушений Восточного рудного узла по разрезу СГ-3 (III) и профилю на поверхности через Центральное рудное тело (I)

1-4 – сульфидные медно-никелевые руды: 1 – брекчиевидные и сплошные, 2 – прожилково-вкрапленные руды в метаперидотитах, 3 – богатые вкрапленные руды, 4 – бедные вкрапленные руды, 5 – метаперидотиты, 6 – оруденелые филлиты, алевролиты, песчаники, 7 – филлиты, алевролиты, песчаники, 8 – тектонические нарушения

Для серпентинизированных перидотитов с вкрапленным оруденением характерны плотность 3,00-3,10 г/см³ и AVp 1,14-1,18. При переходе к серпентинизированным, рассланцованным, раздробленным перидотитам с прожилково-вкрапленным оруденением плотность возрастает до 3,15-3,30 г/см³, а значения AVp до 1,22-1,30. Для интенсивно рассланцованных, оталькованных бластокатаклазитов, бластомилонитов с брекчиевидными рудами плотность достигает 3,40 г/см³, а AVp – 1,36. При удалении от зоны рассланцевания, в подстилающие филлиты величина AVp резко падает до 1,17-1,20.

Таким образом, богатые эпигенетические брекчиевидные руды, судя по их высокой анизотропии, являются составной частью согласных рудоносных зон синметаморфического рассланцевания.

Литература

1. Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Гончаров Ю.В. и др. Медно-никелевые месторождения Печенги (отв. Редактор Н.П.Лаверов). М. ГЕОС, 1999, 236 с.
2. Лобанов К.В., Казанский В.И., Кузнецов А.В., Соколов С.В. Структурно-петрофизическая характеристика Восточного рудного узла Печенги // Геол. руд. месторожд., 1989, N 5, с. 18-33.
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 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.

STRUCTURAL AND PETROPHYSICAL CHARACTERISTIC OF CONCORDANT OREBEARING ZONES OF SINMETAMORPHIC CLEAVAGE OF EASTERN ORE NODE OF PECHENGA ORE FIELD IN SG-3 SECTION AND ON THE SURFACE

Lobanov K.V., Chicherov M.V.

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

lobanov@igem.ru, chicher@igem.ru

The concordant ore-bearing zone of synmetamorphic schistosity played an important role in the formation of deposits of the East ore cluster of the Pechenga ore field. According to its petrophysical properties of these zones in a similar way also occur in the SG-3 section and on the surface.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХЛОРА МЕЖДУ РАСПЛАВОМ И ВОДНЫМ ФЛЮИДОМ В ПРОЦЕССЕ ПОЛИБАРИЧЕСКОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТНЫХ МАГМ

Луканин О.А.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, lukanin@geokhi.ru

Приведены результаты численного моделирования поведения хлора при формировании водно-хлоридного флюида во время подъема гранитных магм, сопровождаемого их кристаллизацией. Показано влияние на состав флюидов и содержания Cl и H₂O в расплаве изменения степени кристаллизации расплава по мере подъема магмы, а также степени открытости системы в отношении летучих компонентов. Рассмотрены условия появления гетерогенного флюида, состоящего из двух несмешивающихся водно-хлоридных фаз – существенно водной и обогащенного хлоридами рассола.

Ранее на основе разработанной компьютерной модели дегазации гранитных расплавов, содержащих H₂O и Cl, были проанализированы основные закономерности поведения хлора при дегазации магм, вызванной либо понижением давления при их подъеме (Луканин, 2015), либо изобарической кристаллизацией расплавов на разных глубинах (Луканин, 2016).

В данном сообщении на основании результатов численного моделирования рассмотрены особенности поведения хлора при дегазации гранитных магм в условиях полибарической кристаллизации во время их подъема к поверхности в диапазоне давлений от 2.5 до 0.5 кбар. В качестве примера представлены траектории изменения концентрации хлора в расплаве и водной флюидной фазе, образующейся при дегазации исходного расплава содержащего 6.7 мас.% H₂O и 0.25 мас.% Cl, насыщение которого флюидной фазой при его подъеме к поверхности достигается при 2.5 кбар.

На рис. 1. показана выбранная произвольно траектория изменения степени кристаллизации исходного расплава F (выраженная в весовых долях кристаллических фаз), в процессе снижения давления. Предполагается, что после каждого шага снижения давления на 0.5 кбар происходит кристаллизация расплава с увеличением степени кристаллизации исходной массы расплава при данном давлении на 25 %.

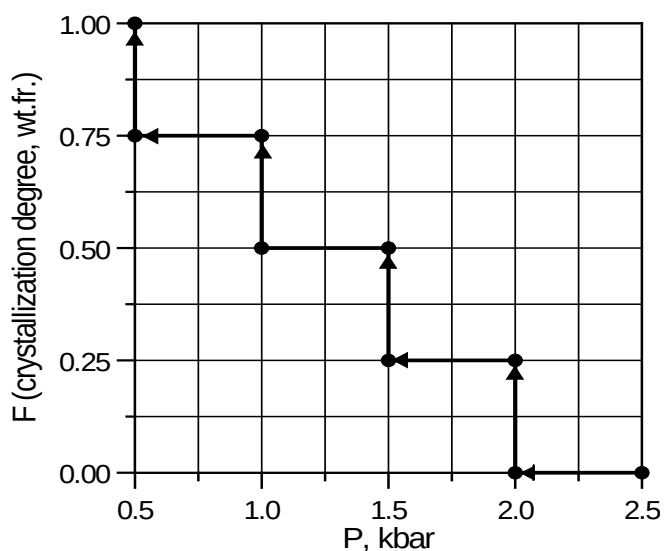


Рис. 1. Траектория изменения давления (P) и степени кристаллизации (F) в процессе подъема магмы к поверхности.

Рассмотрены два случая дегазации с разной степенью открытости системы относительно флюидной фазы: 1) система полностью открыта: на каждом шаге понижения давления и увеличения степени кристаллизации выделявшаяся флюидная фаза полностью удаляется из системы (рис.2); 2) система частично открыта: флюид удаляется после каждой стадии декомпрессии (снижения давления на 0.5 кбар) и каждой последующей стадии кристаллизации магмы на 25%.

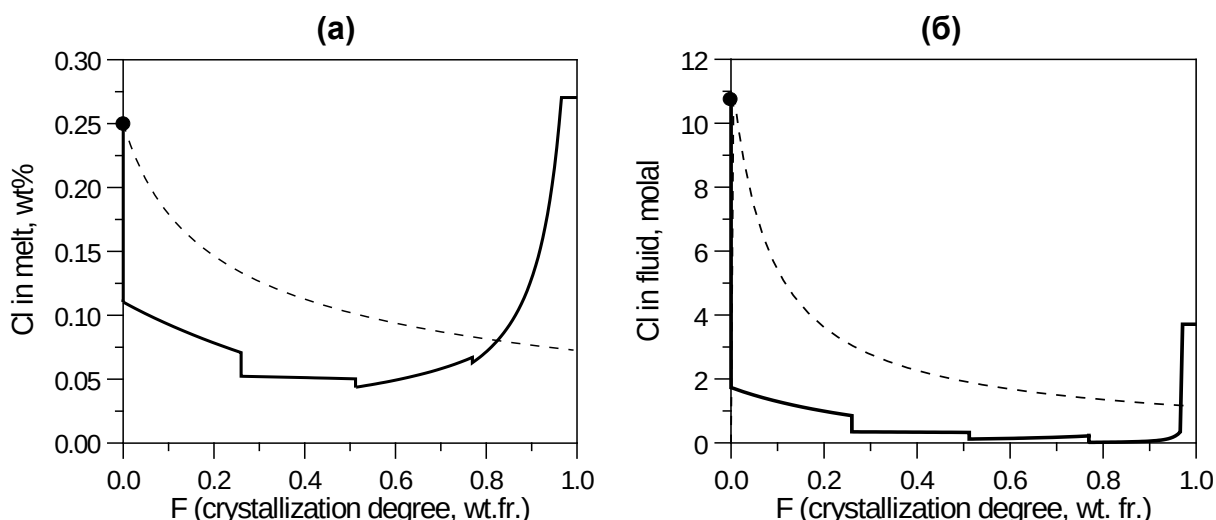


Рис. 2. Изменения концентрации Cl в расплаве (а) и флюидной фазе (б) с увеличением степени кристаллизации по мере снижения давления от 2.5 до 0.5 кбар в открытых условиях (штриховая линия – изменения концентрации Cl в процессе кристаллизации при постоянном давлении 2.5 кбар в открытых условиях).

Рассчитанные траектории демонстрируют влияние P , F и степени открытости на концентрацию хлора в расплаве и флюиде по мере подъема и кристаллизации исходной магмы.

Одной из важных особенностей процесса дегазации является резкое повышение концентрации хлора в расплаве и флюиде в процессе кристаллизации магмы при низких давлениях (< 1 кбар). В результате этого на заключительных этапах кристаллизации происходит образование гетерогенного флюида, состоящего из существенно водно-хлоридной фазы и хлоридного рассола.

Литература

1. Луканин О.А. Распределение хлора между расплавом и водно-хлоридной флюидной фазой в процессе дегазации гранитных магм. Сообщение I. Дегазация расплавов при снижении давления // Геохимия, 2015, №9. С. 801–827.
2. Луканин О.А. Распределение хлора между расплавом и водно-хлоридной флюидной фазой в процессе дегазации гранитных магм. Сообщение II. Дегазация расплавов при их кристаллизации // Геохимия, 2016, №8. С.685-707.

THE DISTRIBUTION OF CHLORINE BETWEEN THE MELT AND AQUEOUS FLUID IN THE PROCESS OF POLYBARIC CRYSTALLIZATION OF GRANITIC MAGMAS

Lukanin O.A.

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS,
Moscow, lukanin@geokhi.ru

The results of numerical modeling of the behavior of chlorine in the formation of water-chloride fluid during the rise of granitic magmas accompanied by their crystallization are presented. The effect of a change in the degree of crystallization of the melt during the rise of magma, as well as the degree of openness of the system with respect to volatile components on the composition of fluids and the content of Cl and H_2O in the melt is shown. The conditions for the appearance of a heterogeneous fluid consisting of two immiscible water-chloride phases-essentially an aqueous and enriched chloride brine) are considered.

О ФРАКЦИОНИРОВАНИИ СИДЕРОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И СЕЛЕНА В ТОНКОЗЕРНИСТОЙ ФРАКЦИИ ЭНСТАТИТОВЫХ ХОНДРИТОВ

Люль А. Ю., Лаврентьева З.А.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, ajull@mail.ru

Энстатитовые хондриты, сложенные бедными железом силикатами, разнообразными сульфидами и металлом с высоким содержанием кремния, представлены двумя группами (EH и EL), различающимися по химическому составу и петрологическим типам, отражающими различие как в составе их первичного вещества, так и в процессах, протекавших в родительских телах и приведших к изменению их исходного состава. Кроме термального метаморфизма в родительских телах, вещество энстатитовых хондритов дополнительно прошло стадию ударной переработки, приведшей к образованию фрагментарных и ударно-расплавленных брекчий [Scott, 2007]. Эти вторичные процессы способствовали перераспределению элементов между отдельными компонентами хондритов, из которых наиболее чувствительным к их действию является тонкозернистая фракция, сложенная энстатитом, сульфидами и никелистым железом. Для оценки влияния вторичных процессов на состав отдельных компонентов энстатитовых хондритов рассмотрены данные по содержанию сидерофильных элементов и халькофильного селена в тонкозернистой (< 45 мкм) фракции ударно-расплавленных брекчий EH4 (Abee и Adhi Kot) [Rubin, Scott, 1997] и EL6 (Atlanta, Пилиствере) [Rubin, Wasson, 2011]. Полученные методом ИНАА данные по составу данной фракции хондритов приведены в таблице.

Таблица. Содержание сидерофильных элементов и Se в тонкозернистой фракции энстатитовых хондритов EH и EL групп. (Fe, Ni в %; Ir, Co, Au, Ga, Se в мкг/г).

Хондриты	Fe	Ni	Co	Ir	Au	Ga	Se
Abee EH4	11.5	0.24	120	0.048	0.05	8.2	31
Adhi Kot EH4	7.6	0.06	32	0.14	0.16	6.8	22
Atlanta EL6	14.2	0.77	365	0.26	0.11	5.1	26
Пилиствере EL6	9.5	0.14	48	0.032	0.013	4.9	34

Концентрации сидерофильных элементов в данной фракции хондритов определяются, главным образом, количеством металла в исследуемых образцах, тогда как железа - также его содержанием в

других компонентах хондритов, в основном, в сульфидах. Как следует из приведенных в таблице данных, не наблюдается четких различий в составе тонкозернистых фракций различных групп энстатитовых хондритов. Однако, можно отметить значительные различия в содержании сидерофильных элементов в каждой группе исследованных хондритов. Менее существенны различия в содержании галлия, проявляющего в обыкновенных и углистых хондритах литофильные свойства, и халькофильного селена, концентрирующегося в мельчайших зернах троилита. Эти данные согласуются с результатами анализа немагнитной фракции энстатитовых хондритов разных групп и петрологических типов. Так, вариации содержания сидерофильных элементов (кроме железа) в немагнитной фракции EH3,5 хондритов колеблются в пределах 45-57%, тогда как в EL6 хондритах вариации данных элементов значительно (82-86%) выше [Kong et al.,1997].

Особенности фракционирования рассматриваемых элементов более четко видны на рис. 1, на котором приведены величины отношения элементов в тонкозернистой фракции хондритов, нормированные к их содержанию в валовых пробах соответствующих групп хондритов.

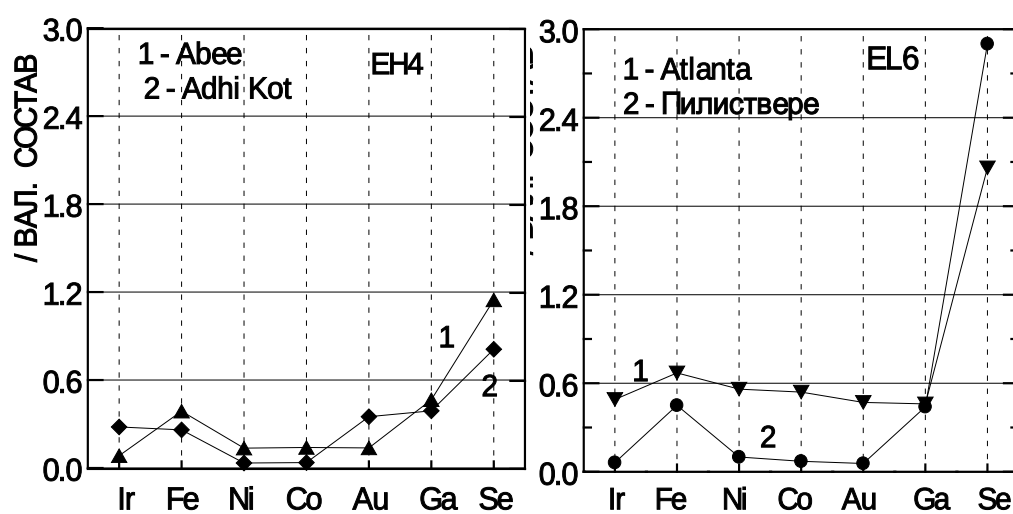


Рис.1 Относительная распространенность элементов в тонкозернистой фракции энстатитовых хондритов. (Данные табл.; Kong et al., 1997). Элементы расположены в порядке возрастания их летучести.

Из данных по относительной распространенности элементов приведенных на рис.1, можно отметить следующее: а) обогащение тонкозернистой фракции энстатитовых хондритом железом и селеном относительно других сидерофильных элементов; б) более высокая степень обеднения рассматриваемых элементов

тонкозернистой фракции EH хондритов по сравнению с EL хондритами в) значительные различия в относительной распространенности труднолетучего иридия и умеренно летучих Ni, Co, Au в тонкозернистой фракции EL6 хондритов Atlanta и Пилиствере по сравнению с фракцией EH4 хондритов Abee и Adhi Kot; г) более сильное обеднение данной фракции EH4 хондритов сидерофильными элементами и селеном по сравнению с аналогичными данными для EL6 хондритов.

Для более полной характеристики процессов межэлементного фракционирования в тонкозернистой фракции энстатитовых хондритов рассмотрены отношения между элементами разной летучести и с разной степенью их сидерофильности. Полученные данные представлены на Рис. 2.

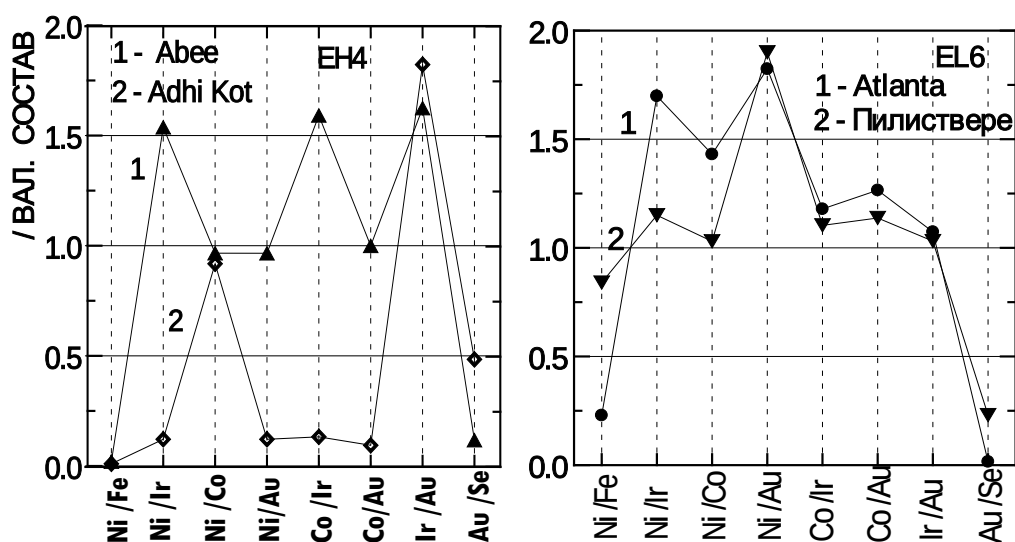


Рис.2. Вариации отношений сидерофильных элементов в тонкозернистой фракции энстатитовых хондритов EH4 (Abee, Adhi Kot) и EL6 (Atlanta, Пилиствере). Данные см. рис.1

Как следует из Рис. 2, сильное межэлементное фракционирование характерно для тонкозернистых фракций как для EH, так и для EL хондритов. Причем, более сильное межэлементное фракционирование характерно для EH4 хондритов. В тонкозернистой фракции EH хондритов наблюдаются два типа фракционирования элементов, обусловленные разными процессами. Так, повышенное отношение Ni/Ir (Abee) и Ir/Au (Abee, Adhi Kot) в этой фракции хондритов обусловлено перераспределением этих элементов между металлом и силикатом (Ni/Ir) и частичным плавлением металла (Ir/Au) в процессе ударной переработки родительского тела хондритов этой группы.

Несмотря на то, что хондриты EL6 также являются брекчиями, особенностью состава их тонкозернистой фракции (Рис.2) является

заметное фракционирование между Ni и Ir, Co, Au и отсутствие фракционирования между Ir и Au. Возможно фракционирование между элементами с разными сидерофильными свойствами также свидетельствует о частичном перераспределении этих элементов между металлом и силикатом, а слабое фракционирование между Ir и Au является следствием более сильного термального метаморфизма в родительском теле EL хондритов по сравнению с EH хондритами.

Заключение. Как следует из данных по содержанию сидерофильных элементов в тонкозернистой фракции энстатитовых хондритов, под воздействием ударных процессов первичный состав вещества EH хондритов был изменен в результате фракционирования элементов между металлом и силикатом, а также частичного плавления металла, следы которого в EL хондритах были стерты последующими интенсивными метаморфическими процессами.

Литература

1. Scott E.R.D. Chondrites and protoplanetary disk // Ann. Rev. Earth Planet Sci. 2007. V. 35. P. 577-620.
2. Rubin A.E., Scott E.R.D. Abee and related EH chondrite impact-melt breccias // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V.61. P. 425-435.
3. Rubin A.E., Wasson J.T. Shock effect in "EH6" enstatite chondrites and implications for collisional heating of the EH and EL parent asteroids // Geochim. Cosmochim. Acta. 2011. V. 75. P. 3757-3780.
4. Kong P., Mori T., Ebihara M. Compositional continuity of enstatite chondrites and implications for heterogeneous accretion of the enstatite chondrite parent body // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V.61. P. 4895-4914

ON SIDEROPHILE ELEMENTS AND SELENIUM FRACTIONATION IN THE FINE-GRAINED FRACTION OF ENSTATITE CHONDRITES

Lyul A.Yu., Lavrentjeva Z.A.

V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHI) RAS, Moscow, ajull@mail.ru

The siderophile element contents in the fine-grained fractions of impact-melted enstatite chondrites are considered. It was found that the primary compositions of their components were changed as a result of impact-induced redistribution of elements in the parent bodies of chondrites.

ПРИЗНАКИ ИМПАКТНОГО СОБЫТИЯ В КАРБОНАТНЫХ ОСАДКАХ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

¹Люхин А.М., ²Цельмович В.А., ³Добрецова И.Г.

¹Институт дистанционного прогноза руд (ИДПР), Москва, lyuhin@yandex.ru;

²ГО «Борок» ИФЗ РАН, tselma@mail.ru

³Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ПМГЭ), Санкт-Петербург, dobro54@mail.ru

Начало обнаружения космического вещества в глубоководных осадках Атлантического океана берет отсчет со второй половины 19-го века, когда в океан отправилась английская научная экспедиция на судне «Челенджер», в процессе работы которой в глубоководных красных глинах Атлантики были обнаружены мелкие металлические шарики, которые Мюрреем были отнесены к космической пыли и названы «космическими шариками» [Murray, Renard, 1891]. Подобные шарики часто встречаются в осадках центральной части Атлантического океана [Franke et al., 2007].

Подтверждение факта падения в недавнем прошлом космического тела в центральную Атлантику объяснило бы много природных загадок этого региона, но проблема в том, что на дне этой части Атлантики до сих пор не смогли обнаружить ударный кратер, по которому было бы возможно идентифицировать предполагаемое ударное событие.

Для выявления новых признаков импакта в отобранных пробах в ГО «Борок» ИФЗ РАН с помощью СЭМ «Тескан Вега II» с приставкой для ЭДС был проведен анализ 5-ти проб из глубоководных осадков, отобранных в ходе морских геологических исследований, выполнявшихся НИС «Профессор Логачёв» Полярной морской геологоразведочной экспедиции (Санкт-Петербург), в районе 13°-20°с.ш. Срединно-Атлантического хребта (САХ) (Рис. 1а).

В этой части САХ на глубинах от 3-х до 4.5 км на молодых базальтах и перидотитах залегают голоценовые и позднеплейстоценовые осадки, представленные биогенными карбонатными отложениями. Это фораминиферовые и кокколитофораминиферовые отложения, с содержанием карбоната кальция более 50%, мощностью от нескольких сантиметров до 2–3 м (в основном - 20-30 см) [Добрецова, Оськина, 2015].

Было проанализировано 5 проб: тяжелая фракция из 4-х шлиховых проб из рыхлых осадков (промывались 0.5 л породы), и магнитная фракция из протоочки небольшого фрагмента (120 г) образца литифицированного карбонатного осадка (проба 37L174).

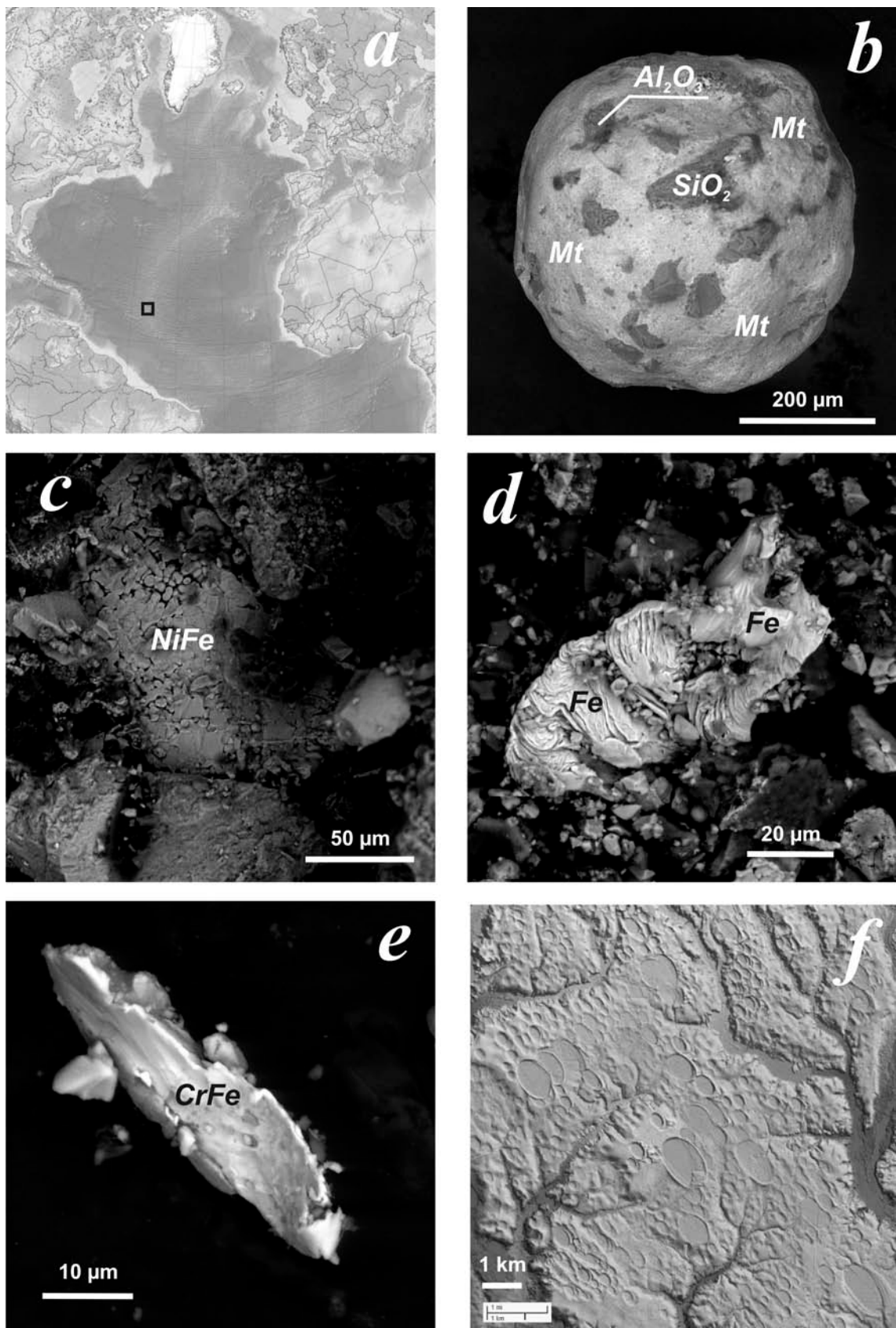


Рис. 1. Местоположение проб (а); фотографии зерен минералов с признаками космогенного происхождения (b,c,d,e); загадочные кратеры «Carolinabays» на восточном побережье США (f).

В шлиховых пробах были обнаружены магнетитовые сферулы, наибольший интерес из которых в генетическом плане представляет сферула «напичканная» угловатыми зернами кварца и корунда (Рис. 1b). А наиболее интересные результаты показала проба литифицированного карбонатного осадка. В ней выявлены многочисленные зерна чистого самородного железа, часто с примесью хрома и никеля с признаками ударного происхождения (Рис. 1c,d,e). Их микроструктура и состав указывают на космогенное происхождение [Печерский и др, 2012.]. Многие частицы имеют признаки плавления, которое могло произойти при импакте.

Большое количество зерен с признаками ударного взаимодействия в небольшой по объему пробе осадка может свидетельствовать либо о непосредственной близости от места падения, либо о грандиозном масштабе этого события, причем одно не исключает другого.

Предполагается, что все существующие признаки импакта, выявленные в этом регионе, связаны с крупным ударным событием, произошедшим здесь на границе плейстоцена и голоцена. При этом астероид летел навстречу Земле по направлению с юго-востока на северо-запад по очень пологой траектории, чем объясняется отсутствие ударного кратера. И, вероятно, именно падение астероида под очень острым углом в Атлантику, ответственно за возникновение таких природных феноменов, как поле рассеяния северо-американских микротектитов и многочисленные (их насчитывается более 500 000) кратеры Каролина Бэйс (Carolina bays) (Рис. 1f), растянувшиеся полосой протяженностью 1000 км вдоль восточного побережья США от Флориды на юге до Вашингтона на севере.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 05-16-00703а

Литература

1. Murray S., Renard A.F. Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. Challenger in the years 1872 to 1876. V. 3. Neil. Edinburg. 1891.
2. Franke, C., T. von Dobeneck, M. R. Drury, J. D. Meeldijk, and M. J. Dekkers (2007), Magnetic petrology of equatorial Atlantic sediments: Electron microscopy results and their implications for environmental magnetic interpretation, *Paleoceanography*, 22, PA4207, doi:10.1029/2007PA001442.
3. Добрецова И.Г., Оськина Н.С. О взаимодействии базальтов с карбонатными осадками в районе 13°–20° с.ш. срединно-

атлантического хребта // Доклады Академии Наук. 2015. Т. 461, № 3, с. 307 – 311.

4. Печерский Д.М., Марков Г.П., Цельмович В.А., Шаронова З.В. Внеземные магнитные минералы // Физика Земли, 2012, №7–8, с.103–120

SINGS OF IMPACT EVENT IN CARBONATE SEDIMENTS OF THE MIDDLE ATLANTIC RIDGE

¹**Lyukhin A.M.**, ²**Tselmovich V.A.**, ³**Dobretsova I.G.**

¹Institute of Remote Ore Prognosis, Moscow, lyuhin@yandex.ru;

²GO "Borok" IPE RAS, Borok, tselm@mail.ru

³Polar Marine Geological Research Expedition, St.Petersburg, dobro54@mail.ru

A microprobe analysis of the magnetic fraction of several samples of the Mid-Atlantic Ridge deep-sea carbonate sediments was carried out. Magnetic minerals with signs of impact - pure native iron, nickel and chromium iron, Mt? (magnetic) microspheres, etc. are found. It is supposed that these are traces of a large asteroid falling at an acute angle to the Atlantic Ocean, which occurred 12,000 years ago on the Pleistocene-Holocene boundary.

ИЗОТОПНЫЙ Rb-Sr- ВОЗРАСТ КОРУНДОВЫХ ПЛАГИОКЛАЗИОВ (РУБИНОВЫЙ ЛОГ, МАССИВ РАЙ-ИЗ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

¹**Макеев А.Б.**, ²**Андреичев В.Л.**, ³**Брянчанинова Н.И.**

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, abmakeev@igem.ru

²Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, izo@geo.komisc.ru

³Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского (ГГМ) РАН, Москва, n.bryanchaninova@sgm.ru

Зональное линзовидное тело корундовых плагиоклазитов, расположенное в пределах крупного хромитового месторождения Центральное в ультрабазитовом массиве Рай-Из, известно с начала семидесятых годов прошлого века [Щербакова, 1976]. Плагиоклазиты отработаны НПО Северкварцсамоцветы на коллекционный рубин, красивые образцы которого с темно-вишневыми шестигранными призмами рубина величиной 1–6 см распроданы во многие музеи мира и частные коллекции. Сам Рубиновый лог в настоящее время засыпан отвалами дунитов из карьера хромит-добывающего предприятия. Нам в разные годы (1979–1991 гг.) удалось побывать несколько раз на массиве Рай-Из, наблюдая зональное строение тела плагиоклазитов и отобрать представительные образцы на научные исследования.

Определение возраста корундовых плагиоклазитов массива Рай-Из имеет большое принципиальное значение, поскольку может расставить точные вехи в схеме эволюции минеральных парагенезисов альпинотипных ультрабазитов Полярного Урала [Макеев, Брянчанинова, 1999] и хромитообразования в них.

Минеральный парагенезис корундовых плагиоклазитов довольно простой [Макеев, 1992; Макеев, Брянчанинова, 1991, 1999]: стронциевый плагиоклаз – олигоклаз № 27; хромовый рубин, Sr-парагонит (уникальная зеленая стронциевая слюда [Брянчанинова и др., 2004]); бурая K-Na-слюда – аспидолит; хромшпинелид – феррохромит и ферроалюмохромит; амфибол – паргасит; в качестве аксессуаров присутствуют ломкая Na-Ca-слюда – маргарит и циркон [Вахрушева и др., 2016].

Тело корундовых плагиоклазитов располагается внутри крупного блока слабо серпентинизированных пегматоидных дунитов вмещающих крупное по запасам промышленное месторождение хромитовых руд (Центральное), уже отработанное карьером и подготавливаемое для подземной отработки штольнями. Основное линзообразное тело по разным источникам имело в плане размеры от 70×23 до 30×20 м. На дневной поверхности осталась только небольшая корневая часть плагиоклазитового тела (20×7 м), где

можно было наблюдать следующие зоны: 1) внешнюю - альбитовую, 2) паргасит-хромитовую, 3) корунд-хромит-паргасит-аспидопит-олигоклазовую, 4) ядерную рубин-олигоклазовую. Ядерная часть тела, сложенная серыми плагиоклазитами с крупными кристаллами рубина, полностью выработана. В экзоконтакте залегают антигорит-хлорит-тальковые сланцы, переходящие в лизардитовые серпентиниты, которые непосредственно примыкают к слабо измененным дунитам.

Из корундовых плагиоклазиов выделен акцессорный циркон [Вахрушева и др., 2016] и на SHRIMP-II определен его U-Pb возраст с изохроной 404 ± 2.8 млн. лет. Авторы интерпретируют эту дату как возраст метаморфизма ультрабазитов Полярного Урала, синхронный с образованием высокохромового хромитового оруденения. Мы не согласны с этой интерпретацией. Во-первых, возраст циркона это только возраст этого минерала и не более того. Во-вторых, ультрабазиты массива Рай-Из претерпели несколько этапов метаморфизма (регрессивный, прогрессивный, контактовый), и с каким именно этапом коррелирует возраст циркона авторы не уточняют, да и циркон не является акцессорным минералом серпентинитов. В-третьих, существует длительный возрастной перерыв между хромитообразованием и метаморфическими преобразованиями ультраосновных пород. Эти процессы протекают в разных тектонических обстановках при существенно отличных P-T условиях [Макеев, 1992; Макеев, Брянчанинова, 1999].

В связи с этим мы предприняли собственное исследование возраста корундовых плагиоклазитов классическим Rb-Sr-методом. Для этого из ядерной зоны тела выделены пять фракций минералов и взята валовая проба плагиоклазита. Определения проведены в Изотопной лаборатории Института геологии Коми НЦ УрО РАН В.Л. Андреичевым по следующей методике. Определение содержаний Rb и Sr производилось из одной навески методом изотопного разбавления с использованием отдельных трассеров ^{87}Rb и ^{84}Sr . После полного разложения проб при температуре $\sim 120^\circ\text{C}$ смесью плавиковой и хлорной кислот в специальных тефлоновых бюксах с отверстием в крышке, выделение концентратов Rb и Sr осуществлялось методом элюентной хроматографии на колонках с внутренним диаметром 7 мм, заполненных 5 см^3 смолы DOWEX 50×8 крупностью 200–400 меш. В качестве элюента использовалась 2N HCl. Уровень лабораторного фона по Rb и Sr не превышал 2.0 и 0.5 нг соответственно. Измерения изотопного состава Rb и Sr выполнялись на масс-спектрометре МИ–1201Т однолучевым методом в двухленточном режиме ионизации с использованием предварительно отоженных от мешающих примесей рениевых

лент. Измеренные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ нормировались к величине $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$. Коррекция на фракционирование не производилась, на период измерений величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изотопном стандарте стронция SRM-987 составила по 20 анализам 0.71023 ± 6 (2σ). Здесь и в таблице погрешность изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ приводится в последних знаках. Ошибка определения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ соответствует $\pm 1.5\%$ (2σ). Результаты даны в таблице.

Таблица. Результаты изотопного анализа рубидия и стронция

Материал	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$
Плагиоклазит	29.5	5342.4	0.016	0.70646 ± 13
Sr-плагиоклаз	14.1	8689.0	0.005	0.70640 ± 10
Na-Sr-слюда	11.9	12884.4	0.003	0.70636 ± 11
K-Na слюда	92.8	333.5	0.808	0.71161 ± 18
Паргасит	2.0	380.8	0.015	0.70620 ± 14
Корунд	10.0	730.7	0.040	0.70962 ± 14

В расчете изохронны были использованы результаты определений первых четырех материалов, которые позволяют получить возраст с наилучшей СКВО: $t = 456.6 \pm 3.3$ млн. лет. $I_{\text{Sr}} = 0.70629 \pm 0.00017$, СКВО=0.59. Что соответствует позднему ордовику.

Полученная цифра возраста с использованием парагенетических минералов самих корундовых плагиоклазитов почти на 50 млн. лет древнее цифры полученной по цирконам, и она нам представляется более убедительной, соответствующей возрасту именно процесса образования плагиоклазитового тела. Возможно, что возраст цирконовой изохронны действительно совпадает с одним из этапов прогрессивного метаморфизма ультрабазитов (сопровождающийся значительным прогревом ультраосновных пород массива при $T \sim 500^\circ\text{C}$), который способствовал кристаллизации циркона в плагиоклазитах или его перекристаллизации. Поэтому возраст плагиоклазитов и циркона в них отличается на 50 млн. лет. Об участии прогрессивного этапа метаморфизма ультрабазитов свидетельствует контактовая зона антигорит-хлорит-талковых сланцев, облегающая тело корундовых плагиоклазитов.

По-нашему мнению, безкорневые тела аспидолит-корундовых и амфиболовых плагиоклазитов, распространенные в Раизском массиве, относятся в особому этапу эволюции минеральных парагенезисов ультрабазитов – к ультраосновным пегматитам. По всем параметрам они занимают промежуточное положение между породами и хромитовыми рудами, образовавшимися в результате регионального метасоматоза и этапом регрессивного метаморфизма (Макеев, 1992; Макеев, Брянчанинова, 1991; 1999).

Литература

1. Брянчанинова Н.И., Макеев А.Б., Зубкова Н.В., Филиппов В.Н. Натрий-стронциевая слюда $\text{Na}_{0.50}\text{Sr}_{0.25}\text{Al}_2(\text{Na}_{0.25}\square_{0.75})\text{Al}_{1.25}\text{Si}_{2.75}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ из Рубинового Лога // Доклады Академии наук. 2004. Т. 395. № 1. С. 101 – 107.
2. Вахрушева Н.В., Иванов К.С., Степанов А.Е., Шокальский С.П., Азанов А.Н., Хиллер В.В., Ширяев П.Б. Плагиоклазиты из хромитоносных ультрамафитов массива Рай-Из // Литосфера. 2016. № 5. С. 134 – 145.
3. Макеев А.Б. Эволюция минеральных парагенезисов альпинотипных ультрабазитов Урала. 1992. Диссертация на соиск. ученой степ. доктора г.-м. наук в форме доклада. С.Петербург. 46 с.
4. Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Ультраосновные пегматиты Полярного Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень, 1991. С. 65 – 67.
5. Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука. 1999. 252 с.
6. Щербакова С.В. О двух типах рубиновой минерализации в ультраосновном массиве Рай-Из на Полярном Урале. // Тр. ВСЕГЕИ. 1976. Т. 201. С. 111 – 119.

ISOTOPIC Rb-Sr AGE OF THE CORUNDUM PLAGIOCLASITE (RUBY LOG, OF THE MASSIV RAY-IZ, POLAR URALS)

¹**Makeyev A.B.**, ²**Andreichev V.L.**, ³**Bryanchaninova N.I.**

¹Institute of Geology of ore deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS, Moscow, abmakeev@igem.ru

²Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar, izo@geo.komisc.ru

³Vernadsky State Geological Museum (SGM RAS), Moscow, n.bryanchaninova@sgm.ru

The age of corundum plagioclases was determined by Rb-Sr method. From the core part of the body there were extracted five mineral fractions and a bulk sample of the rock: Sr-oligoclase, K-Na-aspidolite, Sr-paragonite, corundum and pargasite. In the isochron calculation we used the results of the first four analyses of the probes that allowed us to define the age with the best MSWD: $t = 456.6 \pm 3.3$ Ma. $I_{\text{Sr}} = 0.70629 \pm 0.00017$, MSWD = 0.59. The date corresponds to late Ordovician. Plagioclases belong to the special stage in the evolution of mineral assemblages of alpinotite ultramafic – to the ultramafic pegmatites. Judging by all characteristics, they are an intermediate stage between rocks and chromite ores, formed as a result of regional metasomatism, and a retrograde metamorphism stage.

ВЛИЯНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА БЕЗОПАСНОСТЬ ПОДЗЕМНОГО ХРАНИЛИЩА РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ

^{1,2}**Мальковский В.И.**

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, malk@igem.ru;

²Российский химико-технологический университет им. Д.И.Менделеева (РХТУ)

Безопасность подземного хранилища высокоактивных отходов (ВАО) обеспечена системой изоляции ВАО, состоящей из инженерных барьеров (матрицы-консерванта, контейнера, буферной засыпки) и естественного барьера – пород, отделяющих загруженную отходами часть хранилища от биосферы. Скорости выщелачивания матрицы, коррозии стенок контейнера и прохождения воды через стенки конструкций хранилища поддаются оценке. Поэтому опасность выноса радионуклидов из хранилища при штатном режиме его работы может и должна быть устранена на стадии проектирования. При отсутствии несанкционированного вторжения вынос радионуклидов из хранилища может иметь место лишь в результате природной катастрофы, например, образования в районе хранилища высокопроницаемых разломов в результате сейсмической активности.

В настоящее время реальные перспективы создания имеет проект хранилища ВАО в Нижнеканском массиве (Красноярский край). Как показывают результаты моделирования миграции радионуклидов из хранилища на этом участке, определяющим является региональное течение подземных вод с преимущественным направлением с востока на запад [Кочкин и др., 2017]. В модельном приближении область миграции радионуклидов на участке представляет собой артезианский бассейн, ограниченный с востока верхним водоразделом, а с запада – нижним водоразделом (р. Енисей). Образование высокопроницаемых разломов, параллельных водораздельным границам области, может оказать существенное влияние на скорость распространения радиоактивного загрязнения от хранилища ВАО в биосферу. Поскольку хранилище планируется разместить в относительной близости к верхнему водоразделу, образование разлома представляется более вероятным ниже по региональному течению подземных вод.

Для оценки возможного влияния такого разлома на миграцию радионуклидов из хранилища ВАО была рассмотрена двумерная профильная модель. Правая (восточная) граница области моделирования в двумерном приближении – верхний водораздел бассейна, левая (западная) граница – русло р. Енисей. Нижняя граница – слабопроницаемые подстилающие породы, верхняя граница которых,

согласно геофизическим исследованиям, может располагаться на глубинах $\cong 1500$ м. Введем декартовы координаты (x, y) так, что x горизонтальна и направлена с запада на восток. Ось y направлена вертикально вверх. Уровень $y=1500$ соответствует абсолютной высотной отметке высшей точки области моделирования, соответственно, а $y=0$ – верхней границе слабопроницаемых пород основания бассейна. Координаты хранилища – (x_s, y_s) . Течение подземных вод, теплообмен во вмещающих породах и миграция радионуклидов в приближении Буссинеска описываются уравнениями

$$v_x = -\frac{k}{\mu} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad v_y = -\frac{k}{\mu} \left(\frac{\partial p}{\partial y} + \rho_f g \right), \quad \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} = 0,$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} (\phi \rho_f c_f + (1-\phi) \rho_r c_r) + \rho_f c_f \left(v_x \frac{\partial T}{\partial x} + v_y \frac{\partial T}{\partial y} \right) = \lambda \nabla^2 T + \omega \delta(x - x_s, y - y_s) \exp(-\chi_1 t),$$

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t} + \chi_2 C \right) [\phi \rho_f + (1-\phi) \rho_r \rho_f K_d] + \rho_f c_f \left(v_x \frac{\partial C}{\partial x} + v_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) = \rho_f D \nabla^2 C$$

где v_x, v_y – компоненты скорости фильтрации, ρ_f, ρ_r – плотности подземных вод и пород, соответственно, c_f, c_r – удельные теплоемкости подземных вод и пород, соответственно, λ – теплопроводность водонасыщенных пород, D – коэффициент диффузии радионуклида, K_d – коэффициент распределения радионуклида между породами и подземными водами, T – температура, p – давление, C – массовая концентрация радионуклида в подземных водах, g – ускорение силы тяжести, ω – мощность тепловыделения ВАО в хранилище, δ – дельта-функция; k – проницаемость пород, вне разлома равная k_r , внутри разлома – $k_f \gg k_r$, μ – динамическая вязкость подземных вод, χ_1 – константа радиоактивного распада основной группы радионуклидов, определяющих уровень тепловыделения в ВАО, χ_2 – константа радиоактивного распада рассматриваемого радионуклида.

Граничные условия для этой системы уравнений имеют вид

$$x = 0, x_{\text{lim}}, \quad v_x = 0, \quad \frac{\partial T}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial C}{\partial x} = 0,$$

$$y = 0, \quad v_y = 0, \quad \frac{\partial T}{\partial y} = 0, \quad \frac{\partial C}{\partial y} = 0, \quad y = y_{\text{surf}}(x), \quad p = p_a, \quad T = T_a, \quad \frac{\partial C}{\partial n} = 0.$$

Здесь x_{lim} – расстояние между водоразделами, образующими вертикальные (восточную и западную) границы области моделирования, $y_{\text{surf}}(x)$ – локальная координата поверхности депрессии (поверхности водонасыщенных пород артезианского бассейна), p_a – атмосферное давление, T_a – атмосферная температура, которую полагаем постоянной и равной среднему значению.

Согласно постановке задачи, при $t < t_{seism}$ разлом отсутствует, и проницаемость пород однородна и равна k_r , при $t \geq t_{seism}$ разлом существует. Линии тока подземных вод через 1000 лет после заполнения хранилища при наличии и отсутствии тепловыделения в ВАО приведены на рис. 1 ($t_{seism} = 0$, т.е. разлом существовал во время создания хранилища).

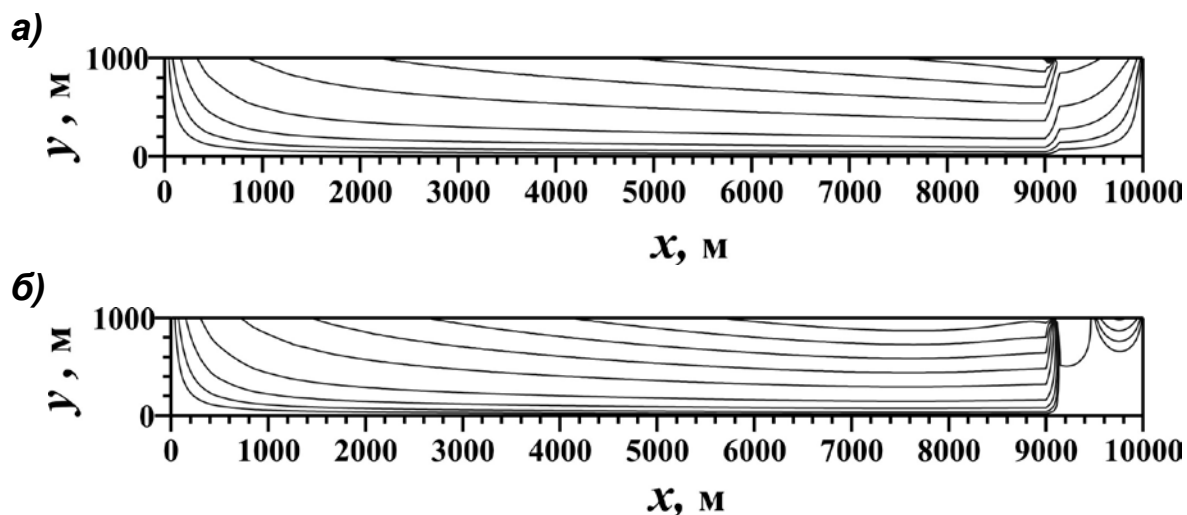


Рис. 1. Линии тока при наличии разлома ($9000 \leq x \leq 9100$) через 1000 лет после размещения отходов в хранилище Правая и левая границы области соответствуют положениям водоразделов. а) линии тока при отсутствии тепловыделения; б) линии тока при наличии тепловыделения в ВАО через 1000 лет после создания хранилища источник тепловыделения. Хранилище ВАО, расположено на глубине 500 м ($x = 9500, y = 500$).

Влияние разлома и длительности периода между созданием хранилища и проявлением сейсмической активности, которое привело к образованию высокопроницаемого разлома продемонстрировано на рис.2, где приведены зависимости от времени максимальной концентрации радионуклида в подземных водах у земной поверхности $C_{max}(t)$. Разлом, расположенный относительно хранилища ниже по региональному течению подземных вод, приводит к повышению безопасности хранилища, причем тем больше, чем раньше образуется разлом. Это вполне согласуется с конфигурацией линий тока на рис. 1а. При наличии тепловыделения образование разлома приводит, наоборот, к повышению $C_{max}(t)$, что также вполне согласуется с характером течения, представленного на рис. 1б.

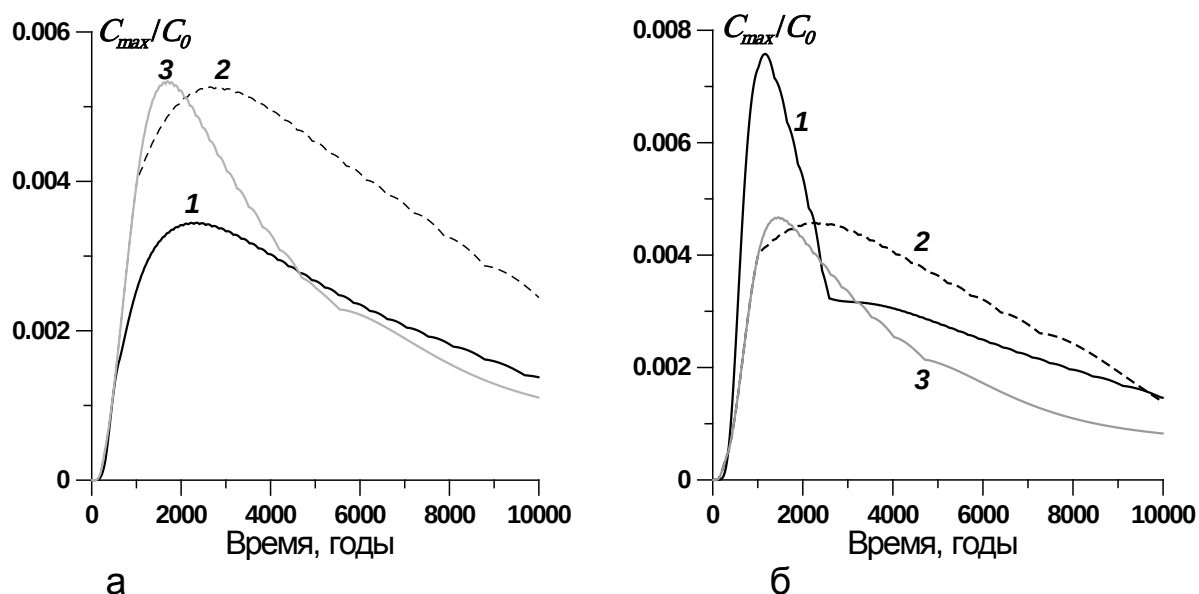


Рис. 2. Зависимости максимальной концентрации радионуклида в подземных водах у земной поверхности от времени при различном времени образования разлома. а – отсутствие тепловыделения, б – при тепловыделении в ВАО; Разлом образуется сразу (1), через 1000 лет (2) и через 5000 лет после создания хранилища (3).

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований президиума РАН №4: «Природная среда России: адаптационные процессы в условиях изменяющегося климата и развития атомной энергетики».

Литература

1. Кочкин Б.Т., Мальковский В.И., Юдинцев С.В. Научные основы оценки безопасности геологической изоляции долгоживущих радиоактивных отходов (Енисейский проект). М.: ИГЕМ РАН. 2017. 384 с.

INFLUENCE OF SEISMIC ACTIVITY ON SAFETY OF AN UNDERGROUND REPOSITORY OF HIGH-LEVEL RADIOACTIVE WASTE

^{1,2}**Malkovsky V.I.**

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM) RAS, Moscow, malk@igem.ru;

²Mendeleyev University of Chemical Technology of Russia (MUCTR), Moscow

Influence of a highly permeable fault on safety of an underground repository of high-level radioactive waste (HLW) is considered depending on time of the fault formation. The study is carried out by computer simulation of the process. The results indicate that the fault formation can enhance the repository safety in absence of heat generation in HLW.

МОДЕЛЬ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ ДЕГРАДИРОВАВШИХ НАТРИЙ-АЛЮМОФОСФАТНЫХ СТЕКОЛ

^{1,2}**Мальковский В.И.**, ¹**Юдинцев С.В.**, ^{1,2}**Александрова Е.В.**

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ), Москва, malk@igem.ru;

²Российский химико-технологический университет им. Д.И.Менделеева (РХТУ), Москва

В Российской Федерации ежегодно перерабатывается около 250 т отработавшего ядерного топлива (ОЯТ). При переработке 1 т ОЯТ образуется 13 – 34 м³ жидких ВАО [Глаголенко и др., 1997], которые представляют собой водные растворы с высокими концентрациями радионуклидов и нерадиоактивных компонентов. Для подземного захоронения жидкие ВАО должны быть переведены в отвержденные формы путем включения в матрицу-консервант. В качестве такой матрицы в РФ используются алюмофосфатные стекла. После размещения ВАО в хранилище и его консервации горные выработки будут заполнены подземными водами. Поэтому одним из основных требований к матрице-консерванту является ее химическая устойчивость во взаимодействии с водой.

Исходно алюмофосфатная матрица с компонентами ВАО представляет собой гомогенное аморфное вещество, относительно устойчивое к выщелачиванию [Фосфатные стекла ..., 1997]. Перед захоронением отвержденные ВАО выдерживаются во временном хранилище в течение нескольких десятков лет для распада короткоживущих радионуклидов и уменьшения тепловыделения в объеме ВАО. Нахождение ВАО при температурах $\cong 300^{\circ}\text{C}$ во временном хранилище в воздухе, содержащем пары воды, приводит к частичной кристаллизации стекломатрицы с трансформацией в ассоциацию нескольких кристаллических фаз, часть из которых может отличаться от исходной матрицы меньшей устойчивостью к взаимодействию с водой (рис. 1).

Проведено экспериментальное исследование выщелачивания деградировавшего Na-Al-P-стекла после выдержки его в воздухе с влажностью 66% при температуре 300°C. Образец помещался в автоклав, заполненный дистиллированной водой, и помещался в термостат при 90°C на 1, 3, 10 и 30 сут, каждый раз с заменой раствора дистиллированной водой. Содержания элементов в растворе определялись на ICP MS. Опыты проводились с образцами исходного стекла и деградировавшего (частично раскристаллизованного) стекла в результате выдержки во влажном воздухе при 300°C.

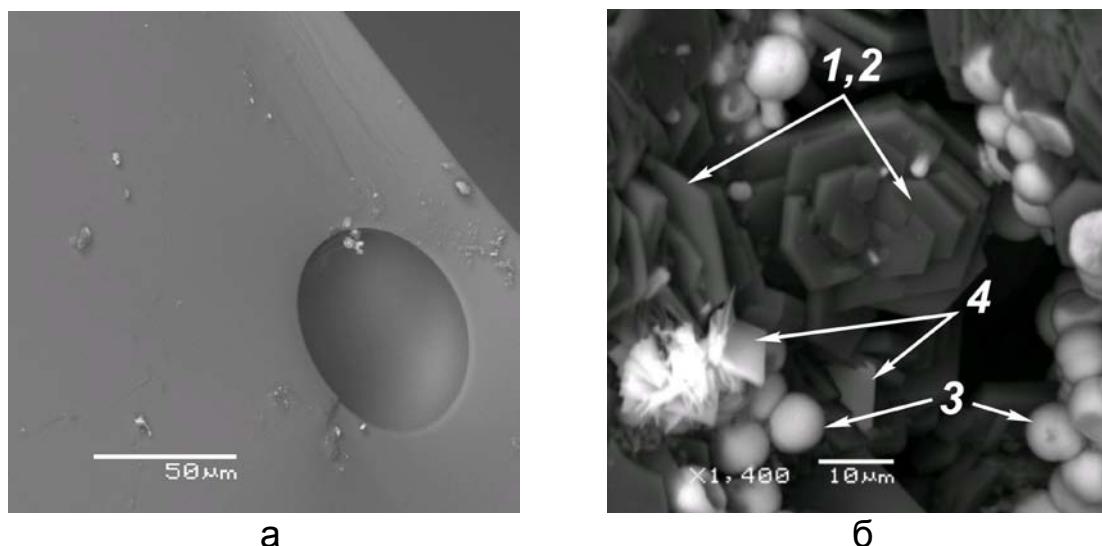


Рис. 1. Na-Al-P-стекло в исходном состоянии (а) и после выдержки в течение 1 сут при 300°C в воздухе при влажности 66% (б); 1, 2 – кристаллические фазы (Na-Al)-фосфатов, 3 – (Sr-U-Ce-Nd)-фосфат со структурой монацита, 4 – (Cs-U)-фосфат.

Концентрации продуктов выщелачивания деградировавшего стекла до двух порядков выше, чем в опытах с исходным стеклом. В связи с этим возникает практическая необходимость в разработке математической модели выщелачивания частично раскристаллизованного Na-Al-P-стекла.

Из анализа опытных данных следовало, что при растворении лишь часть компонентов разных фаз переходит в раствор. При этом интенсивность растворения уменьшается со временем намного быстрее, чем у аморфного стекла. Это, по-видимому, объясняется тем, что другая часть компонентов этих фаз образует слаборастворимые соединения, которые частично покрывают поверхность выщелачивания слоем, препятствующим выщелачиванию. В соответствии с этими представлениями была разработана математическая модель процесса, в соответствии с которой динамика растворения i -ой фазы описывается уравнением

$$\frac{\partial C^{(i)}}{\partial t} = \frac{1}{S(x)} \frac{\partial}{\partial x} \left[S(x) \frac{\partial C^{(i)}}{\partial x} \right],$$

где $C^{(i)}(t, x)$ – концентрация i -ой фазы в момент t в растворе, проникающем в выщелачиваемое стекло на расстояние x ; $S(x)$ – доля поверхности фронта выщелачивания, не покрытая защитным слоем, удовлетворяющая зависимости $S(x) = S_0 \exp(-a_i x)$ (S_0, a_i – коэффициенты).

Граничные условия для уравнения запишутся в виде

$$x = 0, C^{(i)} = C_v^{(i)}(t); \quad x = X^{(i)}, C^{(i)} = C_{sat}^{(i)},$$

где $C_v^{(i)}$ – концентрация i -ой фазы в основной массе раствора в автоклаве, $C_{sat}^{(i)}$ – концентрация насыщения i -ой фазы; $X^{(i)}$ – координата фронта выщелачивания для i -ой фазы. Задание условия термодинамического равновесия на правой границе корректно, поскольку фазы имеют кристаллическую структуру.

Динамика фронта выщелачивания описывается уравнением баланса

$$\rho D_i \frac{\partial C^{(i)}}{\partial x} (t, X^{(i)}(t)) = \rho_i \frac{dX^{(i)}}{dt},$$

где ρ – плотность раствора, D_i – коэффициент диффузии i -ой фазы, ρ_i – плотность i -ой фазы.

Таким образом, сформулирована задача Стефана, из решения которой можно определить массу i -ой фазы, поступившей в раствор в единицу времени из всего образца

$$\frac{dm_i}{dt} = \rho_i s_g S_0^{(i)} \exp\{-a_i X^{(i)}(t)\} \frac{dX^{(i)}}{dt},$$

где m_i – масса i -ой фазы, поступившая в раствор, s_g – поверхность образца.

Неизвестные коэффициенты определялись из условия

$$\Phi(\mathbf{p}) = \sum_j [C_{Na}^{(calc)}(t_j) - C_{Na}^{(exp)}(t_j)]^2 \rightarrow \min,$$

где t_j – время j -ой смены раствора, $C_{Na}^{(exp)}(t_j)$ – измеренная концентрация натрия в растворе при j -ой смене раствора, $C_{Na}^{(calc)}(t_j)$ – вычисленная путем моделирования при заданных значениях коэффициентов концентрация натрия в растворе при j -ой смене раствора; $\mathbf{p}$ – вектор параметров модели.

Значение $C_{Na}^{(calc)}(t_j)$ определялось по формуле

$$C_{Na}^{(calc)}(t_j) = \frac{1}{\rho V_a} \sum_{i=1}^4 w_{Na}^{(i)} m_i(t_j).$$

Здесь V_a – объем автоклава, $w_{Na}^{(i)}$ – массовая доля натрия в i -ой фазе.

Величины $w_{Na}^{(i)}$ были получены путем обработки данных исследования кристаллических фаз на СЭМ с энергодисперсионной системой. Задача Стефана решалась итерационным методом, минимум функции $\Phi(\mathbf{p})$ определялся градиентным методом.

При расчетах значения концентраций, полученные при десяти-суточном термостатировании, не учитывались в связи с неточностью измерения состава раствора в данном опыте.

Сопоставление расчетных и измеренных значений концентрации натрия в выщелачивающем растворе приведены на рис.2.

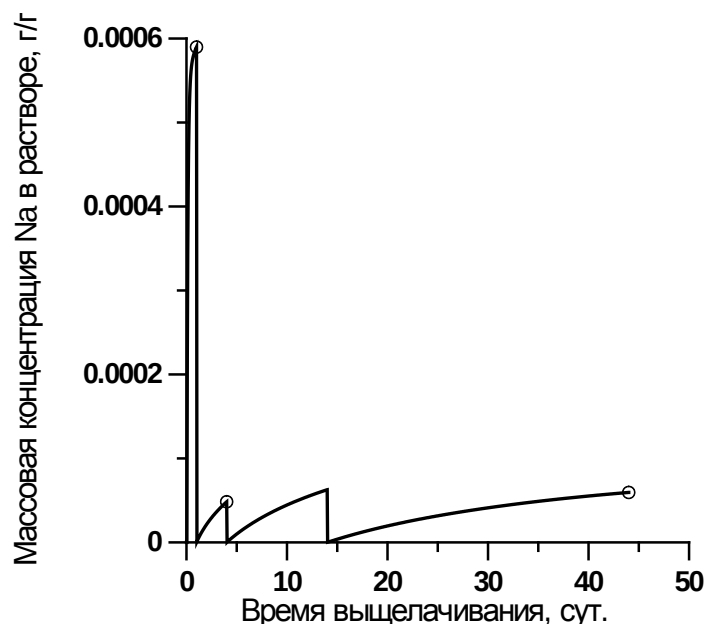


Рис. 2. Сопоставление вычисленных и измеренных концентраций натрия в выщелачивающем растворе. Сплошная линия - результаты моделирования, точки – данные эксперимента.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, проект 17-77-10-119 «Исследование стабильности алюмофосфатных стекол, используемых для иммобилизации радиоактивных отходов».

Литература

1. Глаголенко Ю.В., Дзекун Е.Г., Ровный С.И. и др. Переработка отработавшего ядерного топлива на комплексе РТ-1: история, проблемы, перспективы // Вопросы радиационной безопасности. 1997. № 2. С. 1–12.
2. Фосфатные стекла с радиоактивными отходами. Под ред. А.А. Вашмана, А.С. Полякова. М.: ЦНИИАтоминформ, 1997. 171 с.

MODEL OF AGED SODIUM-ALUMOPHOSPHATE GLASS LEACHING

^{1,2}**Malkovsky V.I.,** ¹**Yudintsev S.V.,** ^{1,2}**Aleksandrova E.V.**

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM) RAS, Moscow, malk@igem.ru;

²Mendeleyev University of Chemical Technology of Russia (MUCTR)

Temporary storage of Na-Al-P-glass for a day at 300°C in presence of steam can lead to a devitrification (aging) of the glass. Leaching rate of the aged glass is higher than that of the glass of the same composition by 1–2 orders of magnitude. A mathematical model of the process is developed. Simulation results are in a satisfactory agreement with the experimental data on aged glass leaching.

МОДЕЛИРОВАНИЕ МИГРАЦИИ ЖИДКИХ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ ИЗ МЕСТ ИХ ПОДЗЕМНОГО ЗАХОРОНЕНИЯ

^{1,2}**Мальковский В.И.**, ¹**Юдинцев С.В.**, ³**Чулков Н.В.**, ³**Шарапута М.К.**

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, malk@igem.ru;

²Российский химико-технологический университет им. Д.И.Менделеева (РХТУ), Москва

³ВНИПИ Промтехнологии (ВНИПИПТ), Москва

Миграция радиоактивного загрязнения из мест закачки жидких радиоактивных отходов (ЖРО) может повлиять на водные ресурсы арктического региона России [Мальковский и др., 2016]. Глубинная закачка ЖРО уже около 50 лет ведется на Сибирском химическом комбинате (СХК) на расстоянии $\cong 10\text{--}16$ км от р. Томь, притока Оби (рис. 1). Вынос радионуклидов из зон закачки и попадание их в воды р. Оби уменьшит используемые водные ресурсы Арктики.

Подземная среда участка закачки ЖРО представляет толщу, в которой выделены 7 водоносных горизонтов с преобладанием песка, разделенных глинистыми водоупорными пластами (рис. 2). Закачка низкоактивных ЖРО ($10^2\text{--}10^4$ Бк/л) осуществлялась на площадке 18, а среднеактивных ЖРО ($10^8\text{--}10^9$ Бк/л, солесодержание до 250 г/л) – на площадке 18а (рис. 2). К 2002 г. было закачено 5 млн. м³ среднеактивных технологических отходов [Shestakov et al., 2002].

Прогноз распространения радиоактивного загрязнения из зон закачки выполнен в работе [Shestakov et al., 2002]. В этом расчете не учтено влияние архимедовых сил, обусловленных неоднородной плотностью подземных вод. Нами [Мальковский и др., 2016] показано, что оно наиболее значительно для распространения загрязнения от участка закачки среднеактивных ЖРО с высокой солесностью и разработана математическая модель миграции радионуклидов из зоны закачки среднеактивных ЖРО. По этой модели течение подземных вод и распространение загрязнения описывают уравнения:

$$u_x = -\frac{k}{\mu} \left(\frac{\partial P}{\partial x} + \rho_0 g \sin \alpha_x \cdot \beta_c C \right), \quad u_y = -\frac{k}{\mu} \left(\frac{\partial P}{\partial y} + \rho_0 g \sin \alpha_y \cdot \beta_c C \right).$$

$$\frac{\partial}{\partial x}(\delta u_x) + \frac{\partial}{\partial y}(\delta u_y) = 0.$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{1}{\phi \delta} \left[\frac{\partial}{\partial x}(\delta u_x C) + \frac{\partial}{\partial y}(\delta u_y C) \right] = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_y \frac{\partial C}{\partial y} \right).$$

$$\tan a_x = \frac{\partial b}{\partial x}, \quad \tan a_y = \frac{\partial b}{\partial y}, \quad \mu \cong \text{const}, \quad \rho = \rho_0(1 + \beta_c C), \quad P = p + \rho_0 g b(x, y)$$

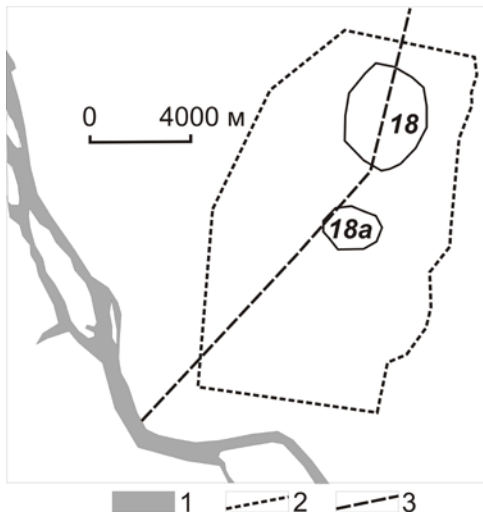


Рис. 1. Полигон закачки ЖРО. Показаны река Томь, границы горного отвода недр (точки) и линия разреза (пунктир).

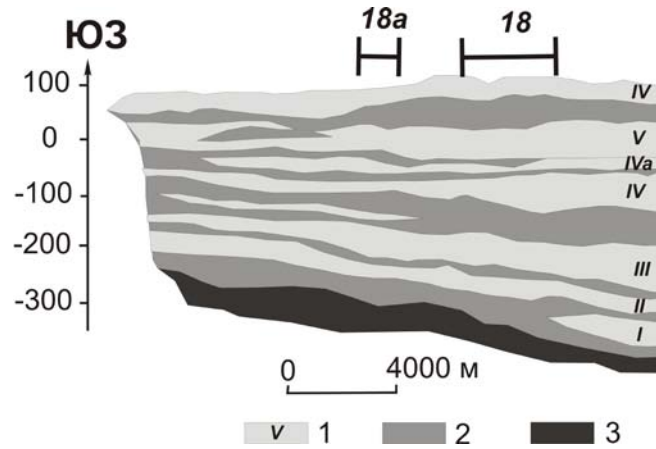


Рис. 2. Разрез пород на участке: 1 – песчаные горизонты, 2 – водоупоры из глинистых толщ, 3 – породы основания.

Здесь u_x , u_y – компоненты вектора скорости течения, p – давление, ρ_0 – плотность чистых пластовых вод, C – концентрация загрязнения, β_c – константа линейной аппроксимации зависимости плотности подземных вод от концентрации загрязнения, δ – мощность II горизонта, $b(x, y)$ – локальная высотная отметка основания II горизонта, x, y – декартовы координаты в горизонтальной плоскости (x направлена с запада на восток, y – с юга на север), k – проницаемость пород горизонта, μ – динамическая вязкость.

При создании модели использовали приближение Буссинеска, согласно которому все свойства подземных вод постоянны кроме плотности в выражении силы тяжести [Гебхарт и др., 1991]. Рассматривалась прямоугольная область моделирования

$$X_1 \leq x \leq X_2, \quad Y_1 \leq y \leq Y_2.$$

Граничные условия определялись следующим образом

$$\begin{aligned} x = X_1, \quad P = P_w(x, y), \quad \frac{\partial C}{\partial x} = 0; \quad x = X_2, \quad P = P_e(x, y), \quad \frac{\partial C}{\partial x} = 0; \\ y = Y_1, \quad P = P_s(x, y), \quad \frac{\partial C}{\partial y} = 0; \quad x = X_2, \quad P = P_n(x, y), \quad \frac{\partial C}{\partial y} = 0. \end{aligned}$$

Величины P_n, P_e, P_w, P_s определялись методом триангуляции по данным измерений напоров в наблюдательных скважинах. Учитывалась неоднородность мощности горизонта и его фильтрационных свойств по простиранию. Их распределения в плоскости x, y также определялись методом триангуляции по данным абсолютных отметок основания и кровли II горизонта и коэффициентов фильтрации в наблюдательных скважинах. Краевые задачи решены полунейным методом сразу по обеим пространственным координатам. Системы линейных уравнений, к которым сводились конечно-разностные соотношения, решались методом бисопряженных градиентов.

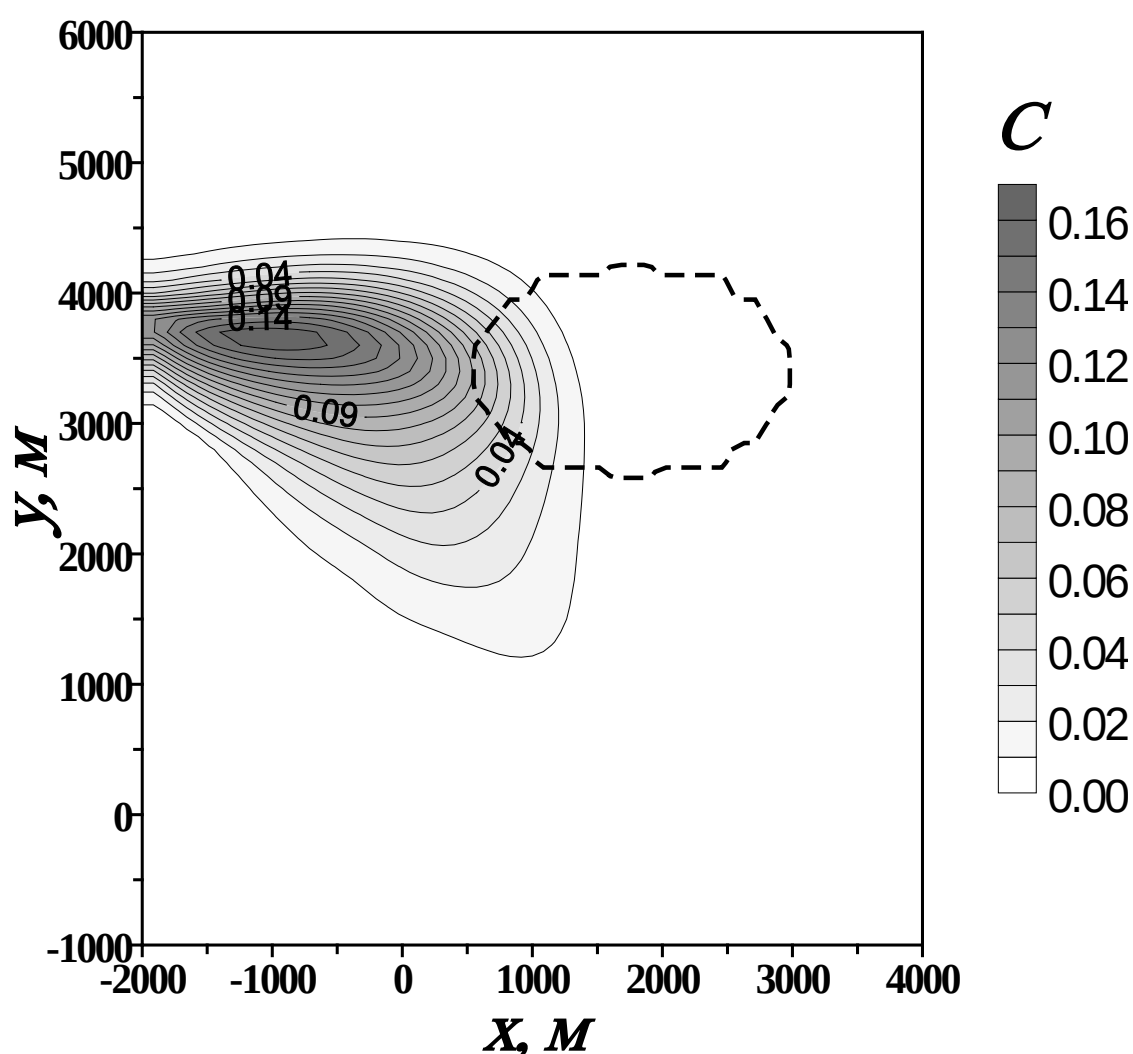


Рис. 3. Прогноз миграции загрязнения от места закачки ЖРО. Пунктир – начальное положение ореола загрязнения на участке 18а.

Результаты моделирования миграции загрязнения на срок в 1000 лет приведены на рис. 3 без учета задержки миграции за счет сорбции. Вследствие этого миграция опасных радионуклидов будет осуществляться с меньшими скоростями, чем в рассмотренной модели.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Фундаментальных исследований Президиума Российской Академии наук «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации».

Литература

1. Мальковский В.И., Юдинцев С.В., Рыбальченко А.И. и др. Прогноз возможности загрязнения пресноводных ресурсов Арктики радиоактивными компонентами жидких отходов, размещенных на пункте подземного захоронения «Северский» Томской области // Мат. XVII-й конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М.: ИГЕМ РАН, 2016. С. 219 – 222.
2. Shestakov V.M., Kuvaev A.A., Lekhov A.V. et al. Flow and transport modeling of liquid radioactive waste injection using data from the Siberian Chemical Plant Injection Site // Environmental Geology. 2002. V. 42. P. 214 – 221.
3. Гебхарт Б., Джалурия Й., Махаджан Р., Саммакия Б. Свободно-конвективные течения, тепло- и массообмен. В 2-х кн., Т. 2 / Пер. с англ. М.: Мир, 1991. 528 с.

MODELING OF MIGRATION OF LIQUID RADIOACTIVE WASTE FROM THEIR UNDERGROUND DISPOSAL SITES

^{1,2}**Malkovsky V.I.**, ¹**Yudintsev S.V.**, ³**Chulkov N.V.**, ³**Sharaputa M.K.**

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM) RAS, Moscow, malk@igem.ru;

²Mendeleyev University of Chemical Technology of Russia (MUCTR);

³All-Russian Research and Design Institute of Industrial Technology.

Deep injection of liquid radioactive waste at the Siberian Chemical Combine site is considered. A computer forecast of radionuclides migration from the injection site in Aquifer II is determined based on the account of influence of buoyancy forces and heterogeneity of the aquifer properties.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИСТОЧНИКАХ РАДИОЦЕЗИЯ В ЭСТУАРИИ ЕНИСЕЯ

Мирошников А.Ю., Асадулин Эн.Э., Усачева А.А., Надъярных Г.И.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН, Москва, Россия)

almir@igem.ru

В ходе ранее проведенных исследований радиационного состояния донных отложений Карского моря во внешней части эстуария Енисея и на участке прилегающего мелководья была установлена зона повышенной активности (ЗПА) ^{137}Cs . Енисейская ЗПА, выделенная по 47-ми морским станциям, оказалась наиболее загрязненной для всей акватории Карского моря: в глубине осадка на уровне 5-12 см в отдельных пробах значения удельной активности ^{137}Cs достигали 260 Бк/кг, а в верхнем слое 80 Бк/кг. Выделение внешних границ осуществлялось по изолинии 15 Бк/кг в верхнем слое донных отложений. В целом вся Енисейская ЗПА имеет протяженность около 340 км при ширине 40-60 км [Мирошников, 2012].

Известно, что большая часть Обь-Енисейского мелководья представляет собой аккумулятивно-эрозионную поверхность, обусловленную сочетанием новейшего воздымания и активной эродирующей деятельности придонных течений [Gordeev, 2007].

Изучение фациальной зональности донных отложений юго-восточной части Карского моря [Левитан и др., 2005], показало, что современные литофации этого района формируются в результате совмещения целого ряда относительно независимых процессов, связанных с изменением гидродинамической и гидрохимической структуры водной толщи, глубиной дна, удаленностью от основных областей сноса и различиями питающих провинций [Буренков, Васильков, 1994]. Южная часть Енисейской зоны повышенной активности радиоцезия, в которой были установлены максимальные значения удельной активности ^{137}Cs , достигающие 260 Бк/кг, пространственно приурочена к дистальной части фации эстуариев, а центральная и северная располагаются на поверхности внутреннего шельфа в пределах фаций затопленного палеорусл пра-Енисея.

Интегральным двухкомпонентным источником радиоактивного загрязнения, поступавшего в эту область, до настоящего времени было принято считать речные водные массы Енисея, в составе которых присутствовали жидкие радиоактивные отходы радиохимического производства Красноярского горно-химического комбината, расположенного в Красноярске-26 (г. Железногорск), а

также ту долю глобальных радиоактивных выпадений из атмосферы на территорию Енисейского водосборного бассейна, которая выносилась из ландшафтов макроарены и достигала устья реки.

Изучение геохимической специализации донных осадков в зонах смешения вод Оби и Енисея с солеными водами Карского моря на основе результатов инструментального нейтронно-активационного анализа позволило установить в отдельно сформированных выборках характерные особенности распределения концентраций ряда химических элементов преимущественно литофильной группы, которые мигрируют в форме нерастворимых или слаборастворимых соединений [Асадулин и др., 2013].

Эти различия объясняются региональной геолого-геохимической специализацией областей сноса Оби и Енисея, которую наследует состав транспортируемого к морю терригенного материала.

Отбор наиболее информативных элементов-индикаторов и их группировка по характеру поведения показали возможность установления обского или енисейского происхождения донных отложений исследуемых акваторий по геохимическому составу небольших групп проб. Такие элементы в наибольшей мере наследуют особенности состава эродируемых пород водосборных бассейнов Оби и Енисея и определяют геохимическую специализацию донных отложений в эстуариях этих рек.

С применением несложных математических приемов измеренные концентрации наиболее информативных элементов преобразуются в удобный для использования дискриминантный критерий [Асадулин и др., 2013]. По величинам данного критерия содержащие терригенный материал донные отложения Оби и Енисея различаются достаточно контрастно.

В результате проведения морских экспедиций в Карское море в 2014 - 2016 гг. на научно-исследовательских судах ИО РАН «Профессор Штокман» (128-й рейс) и «Академик Мстислав Келдыш» (66-ой рейс), проводившихся в рамках программы «Морские экосистемы российской Арктики» были отобраны пробы донных отложений на 12-ти морских станциях, расположенных в южной и центральной частях Енисейской зоны повышенной активности радиоцезия.

Использование дискриминантного (аддитивного) геохимического критерия распознавания «обского» и «енисейского» источников взвешенного материала, являющегося основным агентом переноса радиоцезия речными водными массами, позволило выявить во внешней части эстуария Енисея расположенную к юго-востоку от о.Сибирякова область донных отложений, в формировании которых активно участвовал

терригенный материал «обского» происхождения. Ранее авторы указывали на существование геохимических признаков подобного «примешивания», в результате которого «...часть возможного загрязнения в донных осадках дистальной зоны эстуария Енисея и на северо-восток от нее может оказаться поступившим из Оби, в то время как обратное маловероятно» [Асадулин и др., 2015, с. 209].

Объяснение этого неожиданного и, на первый взгляд, противоречивого факта можно найти в результатах анализа современного распространения водных масс Оби и Енисея в южной части Карского моря, выполненного А.А. Осадчиевым с соавторами [Osadchiev et al., 2017]. Енисейский сток, форсируемый ветрами северного направления, образует узкий поток на север от Енисейского залива вдоль п-ва Таймыр. Относительно теплые пресные енисейские воды изолируются от окружающей морской воды объемами более плотных солоноватых вод из Обской губы. В результате воздействия так называемого транспорта Экмана обские воды смещаются к востоку и образуют нисходящий поток под енисейскими.

Новые данные по донным осадкам, полученные нами в ходе работ по проекту, вместе с результатами анализа распространения речных вод из других исследований, подтвердили ранее высказанные предположения и позволили уверенно сделать следующий вывод. В формировании Енисейской зоны повышенной активности радиоцезия установлен третий источник радиоактивного загрязнения. Им являются макроарены Обского эстуария, откуда, как оказалось, несущий радионуклиды взвешенный материал может попадать в дистальную зону эстуария Енисея. Выявление параметров и характеристик «обской» доли радиоцезия, поступающего в Енисейскую ЗПА, является целью продолжения дальнейших исследований в эстуарно-дельтовой экосистеме Енисея.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований РАН № 32, проект «Оценка и прогноз изменений радиационного состояния эстуарно-дельтовой экосистемы Енисея в условиях изменения климата в Арктике».

Литература

1. Асадулин Эн.Э., Мирошников А.Ю., Величкин В.И. Геохимическая специализация донных осадков в зонах смешения вод Оби и Енисея с водами Карского моря // Геохимия. – 2013, - №12, - С. 116-1129.

2. Асадулин Эн.Э. Мирошников А.Ю. Усачева А.А., Величкин В.И. Геохимическое распознавание терригенного материала из Оби и Енисея в донных осадках восточной части Карского моря.// ДАН, М., Наука, 2015, т. 461 №2, с. 207-209
3. Буренков В.Л., Васильков А.В. К влиянию речных вод на пространственное распределение гидрологических характеристик вод Карского моря // Океанология. - 1994. - № 5. - С. 652-661.
4. Левитан М.А., Буртман М.В., Дёмина Л.Л., Чудецкий М.Ю., Шостер Ф. Фациальная изменчивость поверхностного слоя осадков Обь-Енисейского мелководья и эстуариев Оби и Енисея // Литология и полезные ископаемые. - 2005. - № 5. - С. 472-484.
5. Мирошников А.Ю. Закономерности распределения радиоцезия в донных осадках Карского моря // Геоэкология. - 2012. - № 6. - С. 516-526.
6. Gordeev, V.V. Geochemistry of the Ob and Yenisey Estuaries: A Comparative Study / V.V. Gordeev, B. Beeskow, V. Rachold // Berichte zur Polarforschung. - 2007. - V. 565. - P. 236.
7. Osadchiev, A. A., Izhitskiy A. S., Zavialov P. O., Kremenetskiy V. V., Polukhin A. A., Pelevin V. V., and Toktamysova Z. M. Structure of the buoyant plume formed by Ob and Yenisei river discharge in the southern part of the Kara Sea during summer and autumn, J. Geophys. Res. Oceans, 122, 2017, doi:10.1002/2016JC012603.

NEW DATA ON SOURCES OF RADIOCAESIUM IN THE YENISEI GULF

Miroshnikov A.Yu., Asadulin En.E., Usacheva A.A., Nadyarnyh G.I.
 Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Moscow 119017, Russia
almir@igem.ru

Using the geochemical features of bottom sediments, an additional source of radiocaesium accumulation is established in the deposits of the Yenisei estuary. This is terrigenous material of the Ob macro-arena origin enters the Yenisei Zone of Increased Radioactivity due to the peculiarities of the movement of river water masses on the shelf of the Kara Sea

ТРИБОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ЗОНАХ
СЕЙСМОГЕННЫХ РАЗЛОМОВ И ИХ МЕХАНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ
Морозов Ю.А., Смутьская А.И., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А.
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва,
morozov@ifz.ru

Структурно-вещественные перестройки в зонах сейсмогенных разломов, происходящие при высоких (1 – 5 м/сек) скоростях смещений, можно рассматривать не только как пример быстротечных минерально-текстурных преобразований горных пород, но и как результат действия трибохимических процессов при динамической подвижке, в которых основным энергетическим источником выступает сама энергия землетрясения [Чиков, 2010]. Здесь явления механохимической активации деформируемого геоматериала определяют изменения его энергетического состояния (внутренней энергии, термодинамических параметров, химического потенциала) за счет переходов одних видов энергии в другие (например, трения и упругого воздействия в тепло) и в зависимости от степени его дисперсности [Ландау, Лившиц, 1964]. В свою очередь, в механически измельчаемой породе, в зависимости от структуры и размерности частиц и их количества в системе, проявляется и изменчивость химического потенциала от места к месту, что создает неравновесность, возможность диффузии и обмена энергии, т.е. перераспределение вещества. С учетом известного факта ускорения на 8-10 порядков процессов диффузии при приложении сдвиговых напряжений [Ениколопян и др., 1986], можно полагать, что фиксируемые в зонах сейсмогенных динамических подвижек преобразования минерального вещества могли стимулироваться и управляться энергетикой сейсмического процесса. Эти же явления могли влиять и на проявление механической неустойчивости в разломе, на динамику подвижки, потерю прочности и упрочнение разломных тектонитов, что и определяет сейсмический процесс.

С целью оценить влияние некоторых из перечисленных явлений и факторов, нами были изучены разломные зеркала скольжения (ЗС) и глинки трения (ГТ) в породах терригенной природы и низких степеней метаморфических изменений, характеризующих верхнюю переходную зону от асейсмического к сейсмическому режиму поведения разломов в приповерхностной части (глубины 3-6 км) земной коры. Была сделана попытка по результату проявленного сейсмического процесса реконструировать и оценить геомеханические условия и возможные механизмы его реализации.

Объектами изучения были ГТ и ЗС: в суглинках из разреза глинисто-углистых толщ юрского возраста Минкуш-Кёкёмеренской шовной зоны, разделяющей Северный и Срединный Тянь-Шань; в литифицированных аркозовых песчаниках рифея (Кольский полуостров); в шунгитах палеопротерозоя (Южная Карелия).

минералов и анатаза. При этом выявлено синдеформационное проявление процессов гидролиза полевых шпатов и кварца:

$3.35\text{Alb} + 2.52\text{Mic} + 0.43\text{Chl}_{48} + 18.1\text{H}_2\text{O}_{\text{ж}} + 3.26\text{H}^+_{\text{ж}} = 2.95\text{Ill}_{50} + 0.04\text{Chl}_{38} + 9.17\text{H}_4\text{SiO}_{4\text{ж}} + 3.38\text{Na}^+_{\text{ж}}$. Эта реакция требует расхода энергии $\Delta G = +1158$ кДж. Кварц в ходе реакции преобразуется в ортокремниевую кислоту: $\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}_{\text{ж}} = \text{H}_4\text{SiO}_{4\text{ж}}$, которая переходит в раствор и выносится в трещины, опережающие зону подвижки.

В глинистой фракции ЗС исчезают смектиты, составлявшие до 2% объема и заметно снижается доля смектита в смешаннослойной фазе (до 5%); за счет смектита, каолинита и частично хлорита образуется иллит – преобладающий элемент ГТ. Хлориты ЗС стали менее железистыми, с меньшим дефицитом октаэдрических катионов, чем хлориты цемента песчаника, что свидетельствует о росте температуры в зоне ЗС. По отсутствию в ГТ смектита установлен температура этих преобразований порядка 300°C [Дриц, Коссовская, 1997], а по факту преобразования каолинита в иллит определена глубина ее проявления не менее 3 км [Wolela, 2008].

Рассчитан энергетический баланс реакции гидролиза полевых шпатов ($\Delta G = +1158$ кДж), указывающий на расход части энергии на реализацию преобразований эндотермической направленности. Этим можно объяснить известный эмпирический факт отсутствия тепловых аномалий в сейсмоактивных зонах разломов в период подготовки и реализации сейсмического события.

Среди геомеханических следствий этих преобразований:

- потеря прочности субстрата в ЗС может быть связана с замещением при гидролизе каркасных силикатов на слоистые, существенно различающиеся по модулю сдвига;

- переход кварца в растворимую форму – ортокремниевую кислоту мог приводить к формированию в ЗС гелевых кремнеземных пленок, заметно уменьшая коэффициент трения разломной матрицы;

- замена смектита иллитом, с более высоким коэффициентом трения и испытывающим переход к скоростному упрочнению при более низких величинах нормального стресса, чем смектит, может служить причиной упрочнения в разломе; эти две противоборствующие тенденции могут быть одной из причин проявления механической неустойчивости при подвижке.

Исследование зеркала скольжения в углеродистом шунгите.

Региональный уровень преобразования шунгитоносных пород находится в пределах зеленосланцевой фации метаморфизма до 350°C, а изменение шунгитового вещества (аморфный углерод) в них достигает метаантрацитово-стадии углефикации. Аналитически было выявлено существенное изменение состава пленки ЗС с выносом легко растворимых и быстро разрушаемых минеральных фаз (кварц, полевые шпаты), а также увеличение концентрации углеродного вещества, которое в ходе подвижки переходит в высокоплотную модификацию стеклоуглерода. Сравнением рамановских спектров углерода пленки ЗС со спектрами

технического стеклоуглерода, отожденного при разных температурах, установлено, что в переход углерода из исходного аморфного состояния в стеклоуглерод происходил при T 1450–1650°C. Предполагается, что эти температуры достигались за счет фрикционного разогрева. Важно, что именно в этом температурном диапазоне экспериментально выявлено ослабление прочностных свойств стеклоуглерода, в результате чего в ЗС могла возникать механическая неустойчивость и облегченная подвижка.

Литература

1. Дриц А.Г., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования / М.: Труды ГИН: 1991. В. 460, 144 с.
2. Ениколопян Н.С., Мхитарян А.А., Карагезян А.С. Сверхбыстрые реакции разложения в твердых телах под давлением // Доклады АН СССР. 1986. Т. 288, №3. С. 657-660.
3. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Статистическая физика. М.: Наука, 1964. 575 с.
4. Чиков Б.М. Проблемы геологической интерпретации сейсмоочаговых систем земной коры // Геодинамика и тектонофизика, 2010. Т. 1. № 3, с. 231-248.
5. Ikari M. J., Saffer D.M., Marone C. Effect of hydration state on the frictional properties of montmorillonite-based fault gouge // Journ. Geoph. Res., 2007. V. 112, B06423.
6. Khrunina N.P., Cheban A.Yu. Score influence of water saturation conditions of highly clay sands of Noble metals for subsequent disintegration // Journ. of Siberian Federal University. Engineering & Technologies, 2015. V. 8. № 3, pp. 355-361.
7. Rice, J.R. 2006. Heating and weakening of faults during earthquake slip // Journ. Geophys. Res., 111, B05311.
8. Wolela A. Contrast in clay mineralogy and their effect on reservoir properties in sandstone formations // Bull. Chem. Soc. Ethiop. 2008. V. 22. № 1, pp. 41-65.

TRIBOCHEMICAL TRANSFORMATIONS IN THE SEISMOGENIC FAULT ZONES AND THEIR MECHANICAL CONSEQUENCES

Morozov Yu.A., Smulskaya A.I., Kulakovsky A.L., Matveev M.A.
Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences (IPE RAS), morozov@ifz.ru

Products of the mineral-textural transformations of terrigenous rocks in zones of seismogenic faults have been analytically studied. Significant changes in the mineral and chemical composition of fault tectonites with respect to the host rocks have been established. The parameters of the transformations, their thermoenergetic balance, geomechanical consequences, influencing the manifestation of instability, weakening and hardening in the fault are estimated. An assumption is made about the tribochemical character of the transformations in zones of seismogenic dynamic movements.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА ГРУППОВОГО УЧЕТА АРГУМЕНТОВ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ВЫБРОСОВ В ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

¹**Муравина О.М.**, ¹**Давудова Э.И.**, ²**Пономаренко И.А.**

¹Воронежский государственный университет (ФГБОУ ВО "ВГУ"),
Воронеж, muravina@geol.vsu.ru, eldina.davudova.94@mail.ru;

²РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва,
ponomarenko.i@gubkin.ru

Исследования, выполненные на кафедре геофизики Воронежского госуниверситета, показали эффективность метода группового учета аргументов (МГУА) при решении широкого круга задач, связанных с обработкой геолого-геофизической информации [Муравина, 2009; Муравина, 2012; Аузин, Муравина, 2013; Муравина, 2013; Муравина, Глазнев, 2014; Муравина, Пономаренко, 2016; Glaznev et al, 2015;]. В частности метод был успешно задействован в качестве одного из элементов технологии 3D петрофизического моделирования при создании петроплотностной цифровой модели верхней части литосферы территории Воронежского кристаллического массива [Муравина и др., 2014; Глазнев и др., 2016; Муравина и др., 2016]. Полученные структурно-параметрические уравнения, связывающие петрофизические, геологические и пространственные атрибуты позволили выполнить идентификационный, классификационный и пространственный анализ данных. Такие уравнения были рассчитаны для большинства структурно-вещественных, интрузивных и ультраметаморфических комплексов региона, представленных в базе данных выборками достаточного объема.

Ниже рассмотрим результаты применения МГУА для робастного оценивания экспериментальных данных. Как известно, основная идея робастного оценивания заключается в выявлении и исключении аномальных значений, которые могут привести с существенным искажением значений статистических характеристик.

На рисунке показаны графики экспериментальных и модельных значений скорости упругих волн для сланцев александровской свиты (AR_{2a}) Воронежского кристаллического массива. Модельные значения были рассчитаны в соответствии с полученным идентификационным уравнением, связывающем скорость упругих волн с плотностью и глубиной отбора образца. Предварительно были определены наиболее вероятные границы вариаций скорости по значениям 5% и 95% квантилей (от 4,7 км/с до 6,8 км/с). Вместе с тем, мы предположили, что выбросом будем считать только те позиции, в которых расхождение экспериментальных и модельных значений превышает величину стандартного отклонения экспериментальных

данных. Величина стандартного отклонения рассматриваемой выборки составила 0,6 км/с. Как видно из рисунка, имеют место три варианта выбросов. В первом случае (цифра 1 на рисунке) за границы принятого диапазона разброса данных выходят как экспериментальные, так и модельные значения. Однако, разница между ними не превышает величину стандартного отклонения, что свидетельствует о том, что эти значения соответствуют идентификационному уравнению и не могут считаться выбросами. Во втором случае наблюдается выход за пределы достоверного диапазона экспериментальных данных (обр.№ 36, 39, 40 – цифра 2 на рисунке), экспериментальные значения скорости ниже предельно допустимых, установленных по значению квантиля 0,05 порядка. При этом модельные значения за границы диапазона не выходят. Разница модельных и экспериментальных значений превышает стандартное отклонение. В третьем случае для образцов № 194 и № 195 наблюдаются значительные отклонения от установленного диапазона только модельных значений скорости. Причина такого поведения модельной кривой становится ясной при изучении аргументов идентификационного уравнения. Как видно из таблицы, образцы 194 и 195 имеют аномальные значения плотности (таблица), нехарактерные для сланцев александровской свиты.

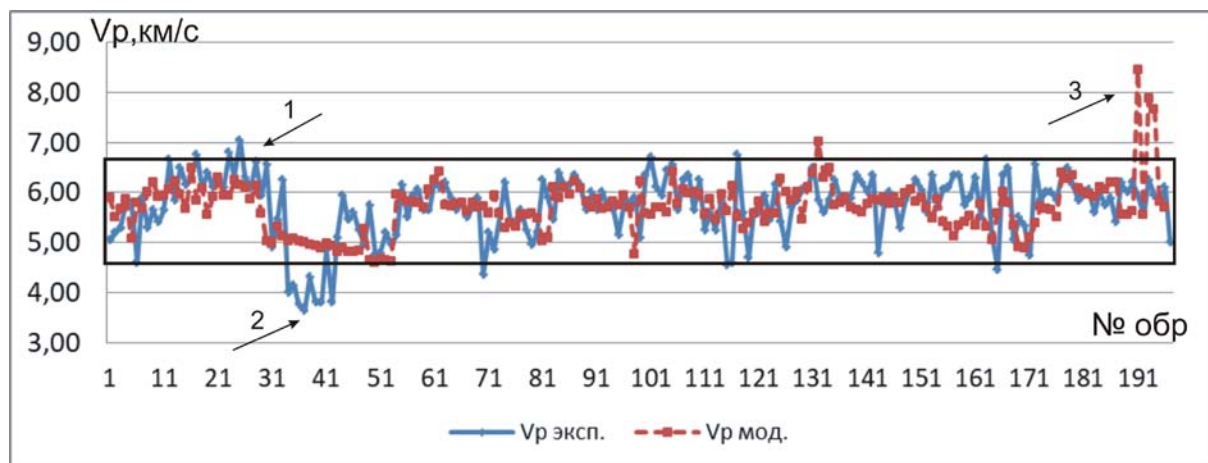


Рис. Результаты идентификационного анализа. Цифрами обозначены типы выбросов данных. Рамка показывает границы достоверного диапазона данных.

Таким образом, применение идентификационных уравнений, полученных МГУА, с одной стороны обеспечило необходимую автоматизацию выявления выбросов при работе с большим объемом информации (свыше 900000 петрофизических определений), а с другой стороны обеспечило гибкий подход, позволяющий максимально полно использовать уникальные экспериментальные данные.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00975а).

Таблица

Идентификация сланцев александровской свиты

№ образца	Скорость, км/с эксперим. данные	Скорость, км/с модельные данные.	Плотность, г/см ³	Глубина отбора образца, м
193	6,25	5,55	2,72	-124,4
194	5,95	7,87	3,28	-129,2
195	5,85	7,66	3,22	-133,1
196	6,10	5,81	2,83	270,6

Литература

1. Аузин А.А., Муравина О.М. О возможности оптимизации комплексов геофизических исследований в скважинах при поисках месторождений рудных полезных ископаемых антеклизы // Вестник ВГУ. Сер. Геология. Воронеж. 2013. №1. С. 184-188.

2. Глазнев В.Н., Минц М.В., Муравина О.М. Плотностное моделирование центральной части Восточно-Европейской платформы // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 29. С. 53.

3. Муравина О.М. Возможности метода группового учета аргументов при статистической обработке петрофизических данных // Вестник ВГУ. Сер. Геология. Воронеж. 2009. – № 2. – С. 150-154.

4. Муравина О.М. Идентификационный анализ петрофизических характеристик пород осадочного чехла Воронежской антеклизы // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. 22. № 2. С. 20-25.

5. Муравина О.М. Метод группового учёта аргументов при анализе геофизических данных // Геофизика. 2012. № 6. С. 16-20.

6. Муравина О.М., Глазнев В.Н. Структурно-параметрические модели петрофизических параметров осадочного чехла Воронежской антеклизы // Известия СО РАН. 2014. 44. № 1. С. 81-87.

7. Муравина О.М., Давудова Э.И., Пономаренко И.А. Разделение пород михайловской серии Воронежского кристаллического массива по петрофизическим и пространственным параметрам // Материалы XVII Международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М.: ИФЗ РАН. 2016. С. 235-237.

8. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Пространственный анализ распределения плотности докембрийских образований Воронежского кристаллического массива // Материалы XV Международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М.: ИФЗ РАН. 2014. С.170-173.

9. Муравина О.М., Пономаренко И.А. Программная реализация метода группового учета аргументов при идентификационном моделировании геолого-геофизических данных // Вестник ВГУ. Сер. Геология. Воронеж. 2016. №2. С.107-110.

10. Glaznev V.N., Mints M.V., Muravina O.M., Raevsky A.B., Osipenkov L.G. Complex geological–geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: Nature of density layering of the crust and the crust–mantle boundary // Geodynamics & Tectonophysics. 2015. V. 6. P. 133–170.

USING OF THE GROUP METHOD OF DATA HANDLING FOR DETECTING OUTLIERS IN EXPERIMENTAL PETROPHYSICAL DATA

¹**Muravina O.M., Davudova E.I.,** ²**Ponomarenko I.A.**

¹Voronezh state university (VSU), Voronezh,
muravina@geol.vsu.ru, eldina.davudova.94@mail.ru; Gubkin Russian
state university of oil and gas,
ponomarenko.i@gubkin.ru

The possibilities of the group method of data handling for detecting outliers in experimental petrophysical data are discussed. The efficiency of identification of the equations shown by the example of oil shale-the alexander suite (AR_{2a}) of Voronezhskiy crystalline massif.

РЕКОНСТРУКЦИЯ СОСТАВА РОДОНАЧАЛЬНОЙ МАГМЫ ВУЛКАНА
ПЛОСКИЙ ТОЛБАЧИК (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ
ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СИСТЕМ
ХРОМШПИНЕЛИД – РАСПЛАВ)

Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С.

Институт геохимии и аналитической химии (ГЕОХИ РАН), Москва,
gsnikolaev@rambler.ru, ariskin@rambler.ru

Вулкан Плоский Толбачик расположен в ~340 км к СВ от г. Петропавловск -Камчатский в пределах Центально-Камчатской депрессии в ЮЗ части Ключевского дола и является самым южным действующим вулканом Ключевской группы. Плоский Толбачик вместе с потухшим вулканом Острый Толбачик возникли в позднем плейстоцене на месте более древнего щитового вулкана.

Исследование вулканитов Толбачика (Portnyagin et al., 2015) продемонстрировало, что их разнообразие может быть объяснено процессом фракционирования исходной высокомагнезиальной умеренно-калиевой магмы и смешения продуктов этого фракционирования на различных этапах эволюции. В результате этой и последующей работы (Миронов, Портнягин, 2018) были оценены параметры примитивных расплавов: содержание воды - 4 мас.%, оценки давления - в интервале от 5 до 8 кбар, окислительные условия кристаллизации - в интервале от 0.8 до 1.8 лог.ед выше буфера QFM, определен состав интрателлурических вкрапленников оливина (Fo88-89) и шпинелида.

SPINMELT-2.0 – новая высокобарная версия [Николаев и др., 2018] численной модели [Ariskin, Nikolaev, 1996] для расчета ликвидусных температуры и состава хромшпинелида в широком диапазоне базальтовых магм нормальной щелочности в заданных f_{O_2} -условиях при давлениях до 15 кбар. Программа основана на итерационном решении системы эмпирических уравнений, связывающих состав хромшпинелида (6 компонентов), описанного в рамках термохимической модели Р.Сэка 1982 года, с температурой и составом равновесного расплава (двупозиционная модель Нильсена-Дунгана). Особенность программы - возможность моделирования влияния воды при её содержании до 10 мас.%.

Тестирование полученной калибровки показало, что погрешность расчета температуры увеличивается с ростом давления от 16° для 1 атм до 50° при 15 кбар. Составы шпинелида воспроизводятся с ошибками менее 3 ат.% по Al и Cr, для других катионов они не превышают 1 ат.%.

Для моделирования был выбран состав афирового высокомагнезиального базальта K01-25 (Portnyagin et al., 2015),

отобранного на шлаковом конусе Песчаные горки. Результаты расчета параметров ликвидусной поверхности шпинелида для этого состава приведены на диаграммах на **рис 1 а,б**. Незалитым кружком показан средний состав природных шпинелидов, который по данным (Миронов, Портнягин, 2018), характерен для высокомагнезиальных базальтов вулкана. Как видно его состав находится вне равновесия с исследуемым базальтом. Наблюдаемые в природе хромшпинелиды значительно более магнезиальны относительно модельных, а по Cr/Al отношению они соответствуют кристаллизовавшимся при 1 атм. Это может свидетельствовать о том, что выбранный расплав представляет продукт фракционирования еще более примитивного расплава, равновесию с которым отвечали наблюдаемые интрателлурические вкрапленники оливина с включениями шпинелида.

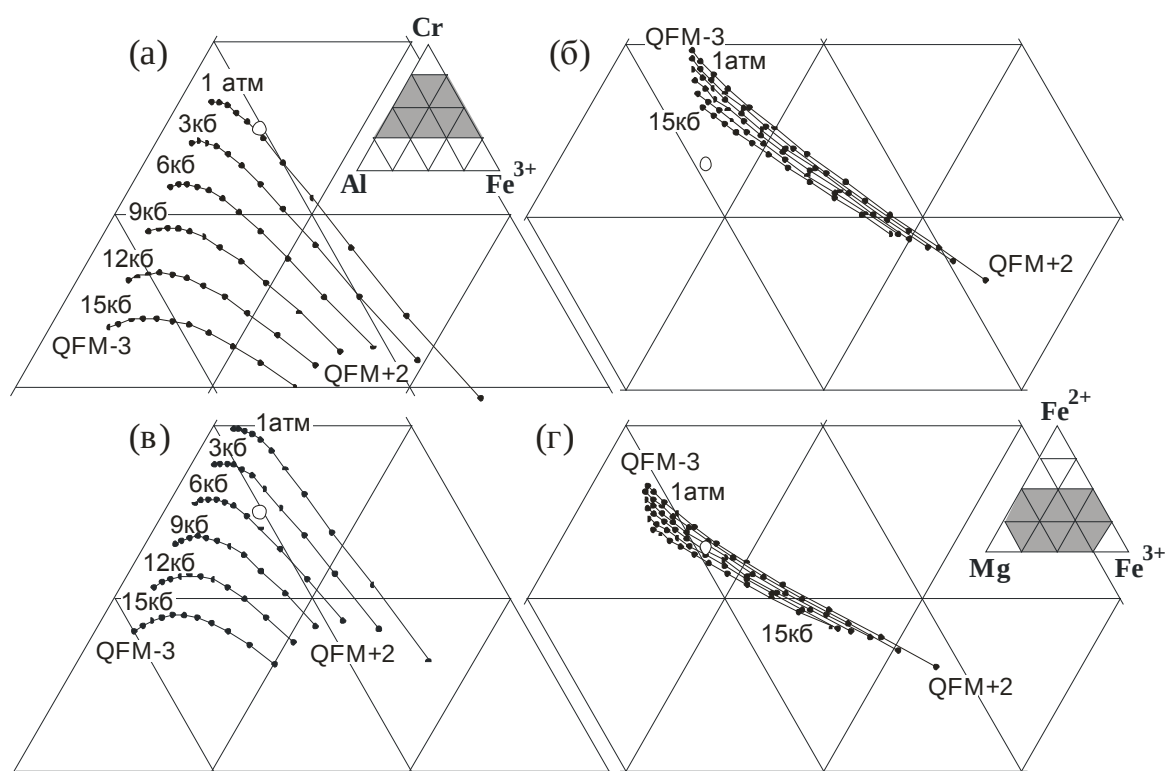


Рис. 1 Результаты моделирования кристаллизации шпинелида в лавах вулкана Толбачик: **а, б** - для состава K01-25, **в, г** - для модифицированного модельного состава. Незалитый кружок – средний состав интрателлурических вкрапленников шпинелида.

Используя закономерности топологии ликвидусной поверхности шпинелида [Николаев и др., 2018], можно так изменить состав K01-25, чтобы привести его в равновесное соответствие с наблюдаемым природным составом хромшпинелида. Для этого необходимо

увеличить магнезиальность расплава и повысить в нем содержание хрома. В этом случае логично воспользоваться методом принудительного насыщения расплава ликвидусной ассоциацией, который широко используется при реконструкциях фазовых равновесий первичных магм. Таким образом, к составу K01-25 была добавлена смесь оливина Fo89 и хромита, которые соответствуют составам интрателлурических вкрапленников. Принятые весовые пропорции оливина и хромита составляли 98.5:1.5 и соответствовали экспериментально установленным котектическим пропорциям (Базилевский, 1968). Оптимальный состав включает 85 мас.% K01-25 и 15 мас.% котектической смеси. Полученный состав и все его составляющие приведены в **табл. 1**.

Таблица 1. Состав модифицированного расплава вулкана Толбачик и его составляющие (мас.%).

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	H ₂ O
1	50.85	.88	13.50	8.99	.17	10.60	11.31	2.31	.72	.18	.07	.16
2	40.69	.00	.00	10.71	.18	48.60	.00	.00	.00	.00	.08	.00
3	.05	.94	12.71	23.44	.23	12.47	.00	.00	.00	.00	46.83	.00
4	40.08	.01	.19	10.90	.18	48.06	.00	.00	.00	.00	.79	.00
5	49.24	.75	11.50	9.28	.17	16.22	9.61	1.96	.61	.15	.18	.14

Примечания. 1- высокомагнезиальный базальт K01-25 (Portnyagin et al., 2015), 2- средний состав интрателлурических вкрапленников оливина (Fo89) (Миронов, Портнягин, 2018), 3- средний состав кристаллических включений шпинелида в интрателлурических вкрапленниках оливина (Миронов, Портнягин, 2018), 4- смесь оливина и шпинелида в котектических пропорциях (0.985 Fo89+0.015 Sp), 5- модифицированный состав расплава (0.85 K01-25 +0.15 котектической смеси).

Результаты моделирования этого нового состава показаны на графиках **рис. 1 в,г**. При этом установлено, что природный состав хромшпинелида соответствует давлению 5 кбар и окислительно-восстановительным условиям в интервале от QFM до QFM+0.5, при этом оценки их ликвидусной температуры находятся в интервале 1205-1223°C. Полученные оценки сопоставимы с параметрами, полученными в предшествующих исследованиях. Необходимо отметить, что проведенные расчеты не претендуют на окончательное решение проблемы исходной магмы влк. Толбачик. Для этого необходимы дополнительные исследования фазовых равновесий по другим минеральным фазам и их взаимного согласования. Думается, что эти расчеты представляют

эффективный инструмент поиска и реконструкции подобных составов.

Литература

1. Базилевский А.Т. (1968) Эксперименты в системах, состоящих из оливина, энстатита и хромшпинелида. *Геология рудных месторождений* (6), 101-105.
2. Миронов Н.Л., Портнягин М.В. (2018) Связь окислительно-восстановительных условий плавления мантии и содержаний меди и серы в первичных магмах на примере Толбачинского дола (Камчатка) и хребта Хуан-де-Фука (Тихий океан) *Петрология*, **26** (2) (в печати).
3. Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. (2018) SPINMELT-2.0: Численное моделирование равновесия шпинелид – расплав в базальтовых системах при давлениях до 15 кбар. I. Формулировка, калибровка и тестирование модели. *Геохимия* (1) (в печати); II. Описание программы, топология модельной системы хромшпинелид-расплав и её петрологические приложения. *Геохимия* (2) (в печати).
4. Ariskin A.A., Nikolaev G.S. (1996) An empirical model for the calculation of spinel-melt equilibria in mafic igneous systems at atmospheric pressure // *Contrib Mineral Petrol.* **123**, 282-292.
5. Portnyagin M., Duggen S., Hauff F., Mironov N., Bindeman I., Thirlwall M., Hoernle K. (2015) Geochemistry of the Late Holocene rocks the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: Quantitative modeling of subduction-related open magmatic systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **307**, 133 – 155, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2015.08.015.

RECONSTRUCTION OF THE PARENTAL MAGMA COMPOSITION FOR THE PLOSKYI TOLBACHIK VOLCANO (BASED ON THE RESULTS OF THERMODYNAMIC MODELLING OF CHROME SPINEL – MELT SYSTEMS)

Nikolaev G.S., Ariskin A.A., Barmina G.S.

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHI RAS), Moscow

Using a new model simulating spinel-melt equilibria (SPINMELT-2.0), thermal-compositional characteristics of a parental magma for the Ploskyi Tolbachik volcano are calculated. It is shown that natural spinel compositions are consistent with pressures of 5 kbar, a range of temperatures 1205-1223°C, and redox conditions in the interval from QFM to QFM+0.5.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА ТЕРМОСТИМУЛИРОВАННОЙ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ДЛЯ ИДЕНТИФИКАЦИИ СТАДИЙ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЛОКАЛЬНО РАСТЕПЛЯЕМЫХ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ ПРИ ИХ МЕХАНИЧЕСКОМ НАГРУЖЕНИИ

Новиков Е.А., Шкуратник В.Л., Зайцев М.Г., Ошкин Р.О.

ФГАОУ ВО «Национальный исследовательский технологический университет МИСиС» (НИТУ «МИСиС»), Московский горный институт (МГИ), Россия, 119049, Москва, Ленинский проспект, д.4, v.shkuratnik@misis.ru, e.novikov@misis.ru

Введение. На стабильность грунтов, слагающих основания зданий и сооружений в северных регионах, а также качество искусственного замораживания обводненных участков массива, существенное влияние оказывает комплекс механических и термических воздействий, сопровождающихся процессами консолидации и/или дезинтеграции. Причем дезинтеграция носит, как правило, местный характер, обусловленный локальным влиянием идущих с выделением тепла технологических процессов, расположением горных выработок и фундаментов различных сооружений и т.п.

Достоверная информация о протекании указанных процессов является необходимым условием для прогноза несущей способности грунтов и обеспечения устойчивости взаимодействующих с ними инженерных сооружений. Традиционно используемые для этого прямые деформационные или активные геофизические измерения недостаточно эффективны по причине высокой трудоемкости и из-за вероятностного характера получаемых при интерпретации их результатов данных. Поэтому создание и совершенствование новых методов изучения состояния грунтов в условиях их механического и температурного нагружения остается актуальной проблемой.

Задача настоящей работы состоит в адаптации метода термостимулированной акустической эмиссии (ТАЭ) к определению стадий деформирования локально растепляемых мерзлых грунтов, находящихся под действием постоянной механической нагрузки.

Приборное и методическое обеспечение. Для исследований были использованы образцы (навески) из глины Чкаловского месторождения Ленинградской области и кварцевого песка Лыткаринского карьера, характеризующегося незначительным процентным содержанием посторонних примесей. Все образцы смачивались водой в количестве 30% от сухой массы. Изготавливались два типа образцов, с содержанием глины 30% и 70% соответственно. В ходе экспериментов эти образцы последовательно помещались в металлическую колбу, с одной стороны закупориваемую подвижным штоком, через который геоматериалу сообщалась механическая нагрузка, а с другой – обеспеченную металлическим волноводом, через который на акустический преобразователь GT-200 и далее на измерительную систему A-Line 32D передавались сигналы ТАЭ.

Процесс нагружения контролировался закрепленным на корпусе колбы стрелочным динамометром. После достижения заданной нагрузки вся конструкция помещалась в морозильную камеру, где охлаждалась до минус 40 °С и выдерживалась на этой температуре в течении не менее чем 90 минут, что гарантировало смерзание грунтоводяной навески в единую ледопородную матрицу. Затем с помощью размещенного по периметру центральной части колбы нагревательного элемента производилось оттаивание образца. Описанный режим комплексного термического и механического нагружения воспроизводит условия, которые в целом справедливы для ведения горных работ в массиве мерзлых грунтов при преобладании в нем одноосного напряженно-деформированного состояния. Характерный вид получаемых при этом термоакустограмм приведен на рис.1.

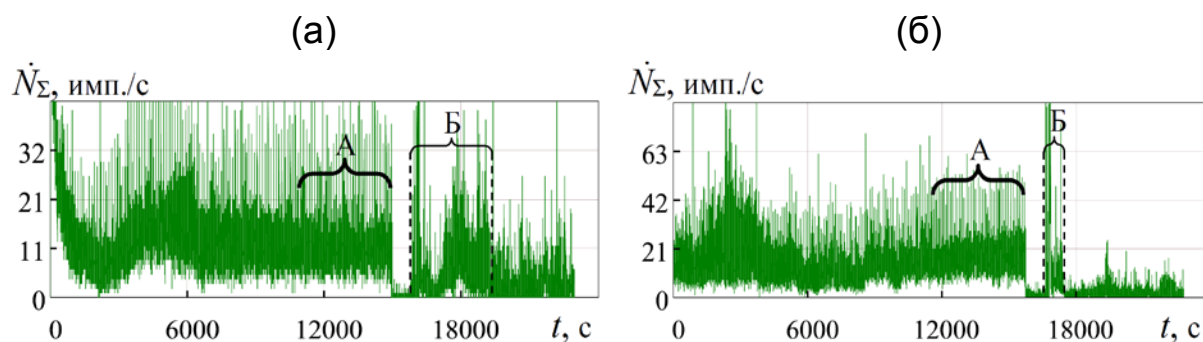


Рис. 1 Характерный вид акустограмм, полученных при испытании методом ТАЭ находящегося в напряженном состоянии мерзлого грунта с соотношением глина/песок: 70%/30% (а) и 30%/70% (б)

Для численной оценки полученных результатов выполнялся расчет усредненных по областям **А** (полная заморозка образца) и **Б** (отогрев образца и разрушение *единой* ледовой матрицы, воспринимающей приложенную к грунту механическую нагрузку) значений активности $\dot{N}_\Sigma$ ТАЭ и длительности импульса ТАЭ (D_{imp}). Величина средней активности $[M(\dot{N}_\Sigma)^3]$ ТАЭ, рассчитанная относительно временной области, когда уже полностью сформировалась ледопородная матрица, характеризует способность последней выдерживать действующие в ней напряжения (преимущественно вызванные механической нагрузкой). В свою очередь величина $[M(\dot{N}_\Sigma)^H]$, определенная для области оттаивания, показывает интенсивность дефектообразования в породе без несущего ледового каркаса (матрицы). Средние длительности импульсов ТАЭ D_{imp}^H и D_{imp}^3 определяются временем, которое требуется действующим соответственным при нагреве и заморозке образца напряжениям, чтобы разрушить его средний структурный элемент (структурную связь). Отсюда получаем численный критерий $R^{temp} = ([M(\dot{N}_\Sigma)^H] \cdot D_{imp}^3) / ([M(\dot{N}_\Sigma)^3] \cdot D_{imp}^H)$, позволяющий оценить изменение скорости дефектообразования при различной интенсивности криологических процессов (на стадиях полной заморозки и растепления), протекающих в грунте, в функции от воздействующей на него внешней механической нагрузки.

Результаты экспериментов представлены на рисунке 2.

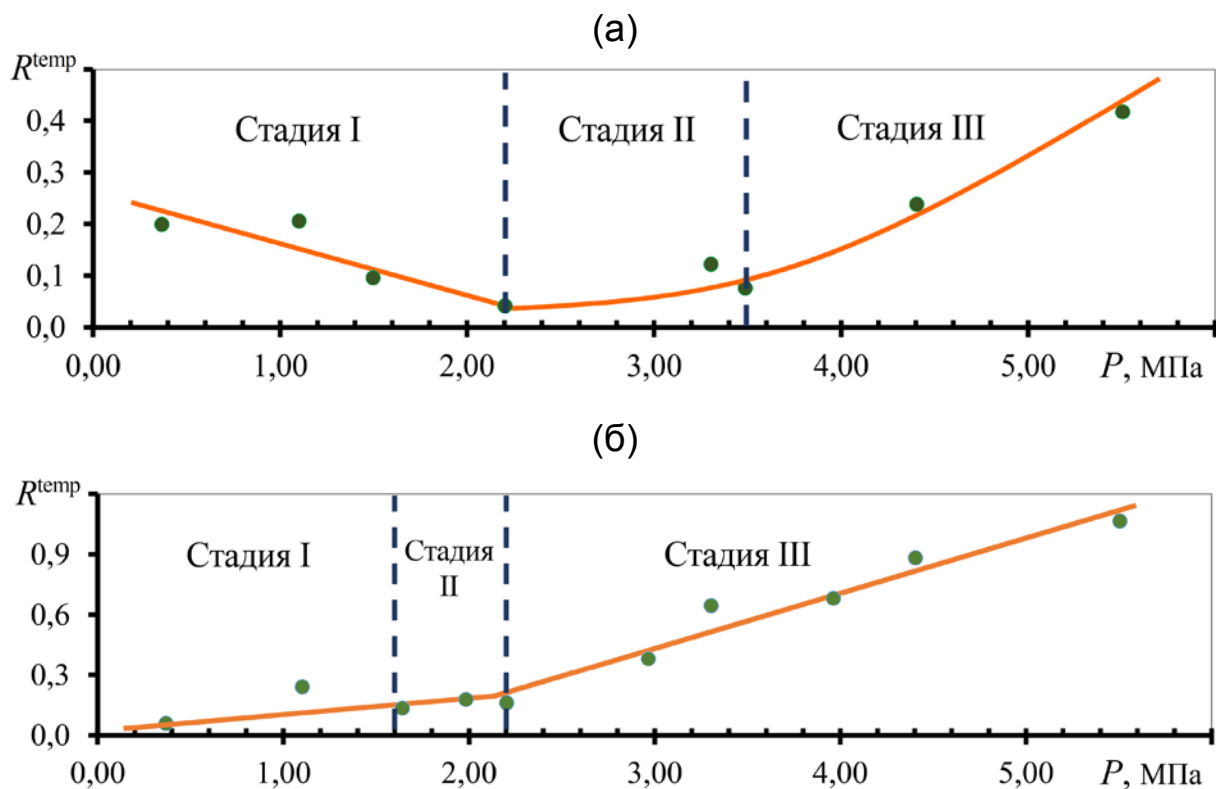


Рис. 2 Зависимость R^{temp} от нагрузки P , приложенной к образцам мерзлого грунта с соотношением глина/песок: 70%/30% (а), 30%/70% (б)

На иллюстрируемых рис. 2 зависимостях выделены три области, соответствующие предложенной проф. Н. М. Герсевановым в 1930 г. классификации напряженного состояния грунтов под штампом:

I стадия (упругих деформаций - нормального уплотнения): зависимость деформаций от напряжений близка к линейной, также, как и соответствующие области зависимостей $R^{temp}(P)$. Характерные для данной стадии деформации достаточно малы, так как напряжения не превышают структурной прочности, которая обусловлена наличием кристаллизационных связей. Происходит миграция воды в поровом пространстве, идет процесс уплотнения частиц грунта и удаление содержащихся в нем воздушных включений. Перемещения частиц грунта направлены преимущественно по вертикали, под подошвой формируется область (ядро) уплотненного грунта.

II стадия (сдвиговых деформаций): продолжается уплотнение грунта за счет обжатия его скелета, возникают сдвиговые деформации, формируются концентраторы напряжений и, как следствие, области, в которых прочность грунта исчерпана. При нагружении песчаного грунта преобладающим является процесс уплотнения его частиц, носящий практически линейный характер. С возрастанием содержания глинистых частиц в грунте повышается роль явления ползучести и вид зависимости $R^{temp}(P)$ больше отклоняется от линейного.

III стадия (разрушения - выпирания): в натуральных условиях у рыхлых геоматериалов на данной стадии область сдвига выходит на внешнюю поверхность, после чего происходит разрушение основания источника механического нагружения с провальной осадкой. Что касается рассматриваемой серии экспериментов, в которых испытуемый грунт размещался в жесткой металлической опалубке, полученные в стадии III значения R^{temp} отражают изменение скорости разрушения частиц грунта и консолидирующих их структурных связей при возрастании влияющей на них механической нагрузки.

Характер полученных зависимостей $R^{\text{temp}}(P)$ согласуется с существующими теоретическими представлениями о стадийности деформированного состояния грунтов. Во всех случаях получены величины R^{temp} в диапазоне до единицы. Это связано с тем, что ледовая матрица по сравнению с талым грунтом гораздо менее пластична и поэтому, при той же нагрузке, испытывает большие деформации и, соответственно, генерирует большее число событий ТАЭ. Однако деформации ледового каркаса частично обратимы, т.е. могут быть залечены при сохранении морозного воздействия. Из этого следует, что хотя в общем случае на стадии заморозки грунта в нем образуется больше дефектов они не так опасны как те, которые формируются в ходе его растепления. Также из этого следует, что для оценки состояния грунта важно не конкретное значение численного критерия R^{temp} , а его относительное изменение на определенном участке в функции от времени и/или приложенной нагрузки.

Выводы. Показана возможность использования метода ТАЭ для оценки скорости дефектообразования у находящихся в напряженном состоянии образцов мерзлых грунтов при их локальном оттаивании. Это открывает принципиальную возможность использования метода ТАЭ для оценки изменения напряженно-деформированного состояния грунта и в т.ч. для определения предельного давления, которое этот грунт сможет выдержать без серьезных просадок.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 16-35-00105 мол_а.

USING OF THE THERMOSTIMULATED ACOUSTIC EMISSION METHOD FOR THE IDENTIFICATION OF DEFORMATION STAGES OF LOCALLY THAWED FROZEN SOILS DURING THEIR MECHANICAL LOADING

Novikov E.A., Shkuratnik V.L., Zaytsev M.G., Oshkin R.O.

FSAEI HE National University of Science and Technology «MISiS», Moscow mining institute (MGI), 4, Lenina ave., Moscow, 119049, Russia, v.shkuratnik@misis.ru, e.novikov@misis.ru

The characteristic features of acoustic-emission (AE) response of sandy and clayey soils subject to freezing and local thawing depending on the extent of their mechanical loading have been investigated. A possibility of distinguishing the stages of strained state of soils and evaluating their clay particles content that determines general structural connectivity of these soils based on the thermostimulated AE parameters has been shown.

ИЗМЕНЕНИЯ ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ ПОРОД ЕНИСЕЙСКОГО УЧАСТКА ПОД ТЕПЛОВЫМ ВЛИЯНИЕМ

Озерский А.Ю.

ОАО "Красноярская горно-геологическая компания"

(ОАО "Красноярскгеология"), г. Красноярск, ozerski@krasgeo.ru

В 2009-2015 гг. геологами ОАО "Красноярскгеология" изучался Енисейский участок Нижне-Канского массива, предназначенный для глубинного захоронения радиоактивных отходов (РАО). Участок расположен в южной части Енисейского кряжа, и приурочен к атамановской серии канского метаморфического комплекса раннего архея. Результаты работ получили положительную оценку Государственной комиссии по запасам полезных ископаемых (ГКЗ) Роснедра, которая признала недра участка пригодными для захоронения РАО.

В недрах участка планируется захоронение различных видов твердых (цементированных, металлических или остеклованных) отходов, при этом около 2...3 % от общего объема захораниваемых отходов первой очереди относятся к высокоактивным отходам (ВАО).

Остеклованные ВАО характеризуются не только высокими значениями активности, но также и высокими значениями удельного тепловыделения, достигающего 1 кВт/м^3 . С течением времени, по мере распада радионуклидов, энерговыделение остеклованных отходов будет постепенно снижаться [Андерсон и др., 2011].

Тем не менее, в первые годы после закладки контейнеров с отходами в недра температура в них и в окружающих недрах согласно расчетам ОАО «ВНИПИпромтехнологии» будет достигать 120°C , что может вызвать некоторые изменения в породах, окружающих выработки захоронения.

Большинство специалистов считает, что продолжительное тепловое воздействие на породы может вызывать непредсказуемый неблагоприятный эффект как в самих породах, так и путем разрушения защитных свойств природных и инженерных барьеров [Лаверов и др., 2008].

С точки зрения механической устойчивости подземного сооружения наиболее важными и интересными представляются изменения прочности пород, попытке оценить которые посвящена настоящая статья.

Для исследований использовался керн разведочных скважин, пробы были отобраны из целевого интервала глубин 450...560 м. В опытах по оценке теплового воздействия участвовали 12 образцов гнейсов – преобладающих пород в изучаемом массиве.

Образцы пород были проанализированы на физико-механические, прочностные и деформационные свойства и химический состав. Из части образцов были изготовлены шлифы и выполнено их петрографическое описание. Лабораторные анализы выполнялись в аккредитованных лабораториях ОАО "Красноярскгеология".

Для оценки теплового влияния ВАО на породы была принята расчетная температура, равная 120 °С. Нагрев образца до указанной температуры в муфельном шкафу проводился постепенно, после достижения расчетной температуры проводилась выдержка образца в течение одних суток. После окончания нагрева в образцах был определен предел прочности при одноосном сжатии по ГОСТ 21153.2-84 (таблица). Количество отдельных испытаний предела прочности для одного образца изменяется от 2 до 4, составляя 3 испытания для большинства образцов. В качестве расчетного значения по всем проведенным испытаниям было вычислено среднее арифметическое.

Таблица. Показатели распределения прочностных свойств пород

Свойства	Един. изм.	Изученная выборка образцов			
		Среднее	Стандартное отклонение	Минимум	Максимум
Предел прочности в сухом состоянии	МПа	65,7	7,2	52,8	74,9
Предел прочности после нагрева до 120 °С	МПа	69,8	17,5	40,9	98,3

Изучение петрографического состава образцов показало, что они представлены преимущественно силлиманит-кордиеритовыми и биотит-кордиеритовыми гнейсами с прослоями биотитовых плагиогнейсов и гиперстен-гранат-кордиеритовых гнейсов. По химическому составу исследованные гнейсы близки к гранодиоритам – магматическим интрузивным образованиям, переходным от кислых пород к средним. Среднее содержание кремнезема в исследованных гнейсах равно 65,1 %, глинозема – 15,5 %, суммы оксидов железа – 10 %, а содержание оксидов щелочных и щелочноземельных металлов варьирует в пределах 2...2,7 %. Однако, в отличие от интрузивных пород, минеральные частицы гнейсов имеют ориентированную анизотропную структуру, положительно влияющую на реологические и прочностные свойства массива.

Высокий уровень метаморфизма обуславливает большие прочность и крепость архейских кристаллических пород, уровень ослабления прочности которых определяется преимущественно наличием трещиноватости. Исследованные гнейсы относятся к категории довольно крепких пород категорий IV и IVa по классификации М. М. Протоdjeяконова.

Результаты опытов по оценке нагрева на прочность пород имеют противоречивый характер. Прочность пяти образцов после нагрева существенно возросла (на 14...46 %, в среднем – на 30 %). Прочность трех образцов в результате нагрева существенно снизилась (на 17...42 %, в среднем – на 30 %). В четырех образцах изменения прочности не превысили ± 10 % (рисунок).

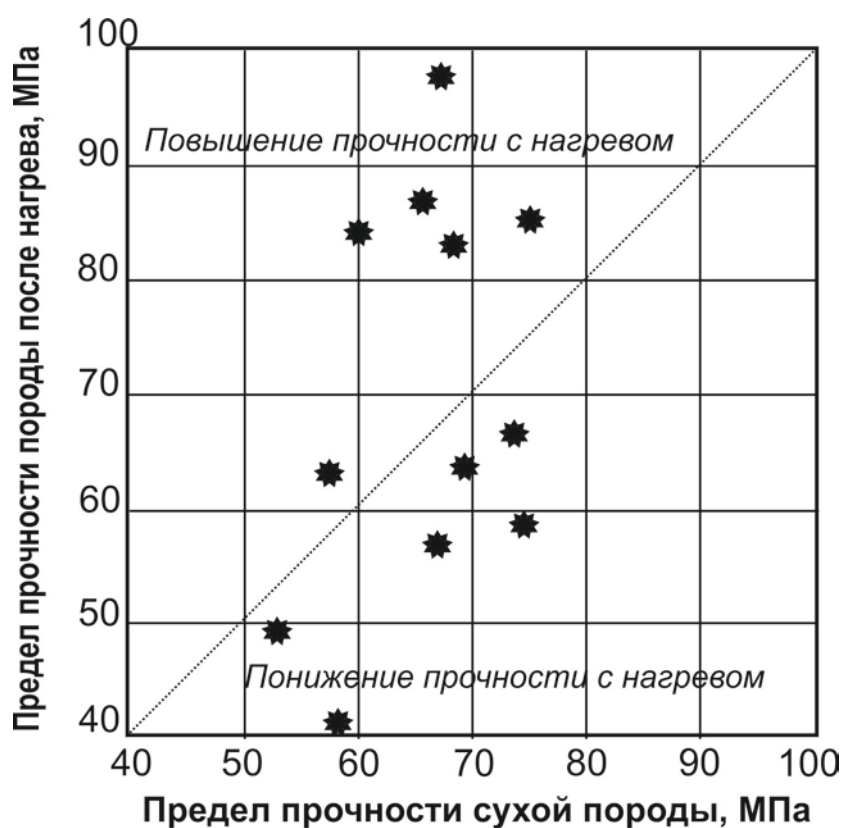


Рисунок. Изменение прочности образцов гнейсов после нагрева до 120 С

Причины изменения прочности при сжатии, вызванные нагревом породы, вероятно связаны с изменениями в термонапряженном состоянии породы, так как при нагреве до 120°С термохимические изменения в гнейсах невозможны. При нагреве до 120°С возможно только лишь удаление свободной и гигроскопической влаги, а удаление химически связанной воды происходит при более высоких температурах. Изменения в термонапряженном состоянии породы в

значительной мере определяются ее структурой. Так, упрочнение в основном характерно для мелкозернистых пород, тогда как у многих крупнозернистых пород наблюдается снижение прочности с самого начала нагрева [Ржевский, Новик, 1984]. То есть, по-видимому, естественное термонапряженное состояние определяется преимущественно гранулометрическими размерами минеральных агрегатов и практически не зависит от физических свойств породы в целом.

Таким образом, нагрев до 120 С гнейсов целевого интервала глубин участка Енисейского привел в большинстве случаев к изменению прочности пород: в 42 % случаев возникает упрочнение пород, в 25 % случаев – их ослабление. Только в 33 % случаев прочность пород не изменяется. Изменения прочности вероятно связаны с изменениями в термонапряженном состоянии породы.

Литература

1. Андерсон Е. Б. Подземная изоляция радиоактивных отходов / Е. Б. Андерсон, С. В. Белов, Е. Н. Камнев, И. Ю. Колесников, Н. Ф. Лобанов, В. Н. Морозов, В. Н. Татаринцов. Под ред. В. Н. Морозова. – М.: Изд-во «Горная книга», 2011. – 592 с.
2. Лаверов Н. П. Изоляция отработавших ядерных материалов: геолого-геохимические основы / Н. П. Лаверов, В. И. Величкин, Б. И. Омеляненко, С. В. Юдинцев, В. А. Петров, А. В. Бычков. – М.: ИГЕМ РАН; ИФЗ РАН, 2008. – 280 с.
3. Ржевский В. В. Основы физики горных пород: Учебник для вузов. – 4 е изд. / В.В. Ржевский, Г.Я. Новик. – М.: Недра, 1984. – 359 с.

CHANGES OF ROCKS STRENGTH PROPERTIES OF THE YENISSEYSKY SITE UNDER THERMAL INFLUENCE

Ozerskiy A.Yu.

JSC "Krasnoyarskaya Mining Geological Company"

(JSC "Krasnoyarskgeologia"), Krasnoyarsk, ozerski@krasgeo.ru

The changes in rock strength in the Lower Archean gneisses were researched when they were heated for a long time up to 120 degrees. The heating provided the hardening of rocks in 42% of cases, and weakening of rocks in 25% of cases. Only in 33% of cases the rock strength did not changed. Changes in rock strength are probably related to alteration in the thermo-stressed state of the rock.

ИССЛЕДОВАНИЕ НАДЕЖНОСТИ ХИМИЧЕСКОЙ ПОДГОТОВКИ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ МЕТОДОМ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ С ИНДУКТИВНО СВЯЗАННОЙ ПЛАЗМОЙ

¹Окина О.И., ²Ляпунов С.М., ³Дубенский А.С., ⁴Шешуков В.С.,
⁵Горбунов А.В., ⁶Ермолаев Б.В.

Федеральное государственное бюджетное учреждение
науки Геологический институт Российской академии наук (ГИН) РАН,
Москва, okina@bk.ru

Проблема микроэлементного анализа горных пород, в основном, обуславливается их природным разнообразием. В первую очередь, это относится к методу масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП МС), который является одним из наиболее часто используемых методов при исследовании микроэлементного состава горных пород в настоящее время. Важным фактором в получении достоверных данных методом ИСП МС является химическая подготовка горной породы к анализу. Специфика состава анализируемой пробы (наличие трудно разлагаемых минералов, определенное соотношение содержаний алюминия и кальция) может привести к ее неполному разложению и образованию осадка в ходе химической обработки и к неправильным результатам определения элементов, важных для исследований в фундаментальных и прикладных геологических дисциплинах [Makishima et al. 2009, Hu et al. 2010, Zhang et al. 2012, Potts et al. 2015].

В настоящей работе изучено влияние условий химической подготовки горных пород на результаты определения Li, Be, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Cs, Ba, РЗЭ, Hf, Ta, W, Ti, Pb, Th, U методом ИСП МС. Исследования проводили с использованием российских и зарубежных стандартов и контрольных образцов программы Международной Ассоциации Геоаналитиков (IAG, GeoPT) профессионального тестирования аналитических геохимических лабораторий - базальта, долерита, габбро, андезита, трахиандезита, гранодиорита, риолита, гранита, тоналита, кварцевого латита, нефелинита, нефелинового сиенита, сиенита, сланца, слюдистого сланца, гранат-биотитового плаггиогнейса.

Показано, что степень автоклавного разложения горных пород, характеризующихся наличием трудно разлагаемых минералов, зависит от массовой концентрации фтористоводородной кислоты в реакционной смеси. Выявлены приоритетные факторы (состав реакционной смеси и температура), контролирующие автоклавное разложение различных типов горных пород. Показано влияние условий химической обработки пробы после ее автоклавного разложения на результаты определения Nb и Ta. Для этих элементов обнаружена достоверная ($R=0,924$, $p<0,01$) связь между их степенями отклонения (отн, %) от аттестованных значений.

Занижение результатов определения Ta и Nb в анализируемых образцах наблюдается при общей концентрации остаточного фторид-иона в измеряемом растворе ниже 50 мкг/мл и, вероятно, обусловлено гидролизом их фторидных комплексов на стадии удаления избытка фтористоводородной кислоты и перевода образца в азотнокислую среду после его автоклавного разложения. Концентрация остаточного фторид-иона в растворе связана с валовым составом пробы и достоверно уменьшается при увеличении концентрации Ca и при уменьшении концентрации Al в исследуемом образце.

Литература

1. Makishima A., Tanaka R., Nakamura E. Precise elemental and isotopic analyses in silicate samples employing ICP-MS: application of hydrofluoric acid solution and analytical techniques // Analytical Sciences. 2009. V. 25. P. 1181–1187.
2. Hu Z. et al. NH₄F assisted high pressure digestion of geological samples for multi-element analysis by ICP-MS // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. 2010. V. 25. P. 408-413.
3. Zhang W., Hu Z., Liu Y., Chen L., Chen H., Li M., Zhao L., Hu S. and Gao S. Reassessment of HF/HNO₃ decomposition capability in the high-pressure digestion of felsic rocks for multi-element determination by ICP-MS // Geostandards and Geoanalytical Research. 2012. V. 36. P. 271-289.
4. Potts P.J., Webb P.C. and Thompson M. Bias in the determination of Zr, Y and Rare Earth Element concentrations in selected silicate rocks by ICP-MS when using some routine acid dissolution procedures: evidence from the GeoPT proficiency testing programme // Geostandards and Geoanalytical Research. 2015. V. 39. P. 315 – 327.

AN INVESTIGATION OF THE RELIABILITY OF ROCK SAMPLES' CHEMICAL TREATMENT AT THE TRACE ELEMENTS' DETERMINATION BY INDUCTIVELY COUPLED PLASMA MASS-SPECTROMETRY

¹**Okina O.I.**, ²**Lyapunov S.M.**, ³**Dubensky A.S.**, ⁴**Sheshukov V.S.**,
⁵**Gorbunov A.V.**, ⁶**Ermolaev B.V.**

Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS),
Moscow, okina@bk.ru

The influence of the chemical treatment conditions during and after a bomb digestion on trace elements analysis results of different types of rocks by ICP-MS is studied. It is shown that the primary factors which control the bomb digestion process of a rock (decomposing mixture, temperature) can differ for different types of rock samples. It is found that there is a relation between results of Ta and Nb determination and a total fluoride concentration in the solution to be analysed. The total fluoride concentration is related to rock composition and it is decreased at calcium increasing and aluminium decreasing in sample.

ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ, НЕОПРЕДЕЛЕННОСТЬ СИСТЕМЫ ЛИТОСФЕРА- АСТЕНОСФЕРА

Павленкова Н.И.

Институт физики Земли РАН (ИФЗ РАН), ninapav@mail.ru

В настоящее время накоплен большой фактический материал о структуре и составе верхней мантии и происходящих в ней процессах: это – геофизические данные и результаты лабораторных исследований мантийных ксенолитов и глубинных флюидов. Оказалось, что эти данные трудно объяснить в рамках общепринятой двухслойной модели, литосфера-астеносфера, определяемой обычно по поверхностному тепловому потоку. Астеносфера при этом рассматривается как область возможного частичного плавления мантийного вещества. Но по детальным сейсмическим работам, выполненным в России на сверхдлинных профилях с ядерными взрывами [Павленковы, 2014], верхняя мантия Северной Евразии оказалась существенно расслоенной, а деление ее на литосферу и астеносферу крайне неоднозначно.

Новые важные данные получены в результате лабораторных исследований мантийных пород при высоких РТ условиях. Оказалось, что мантийные породы разного состава практически не различаются по сейсмическим скоростям, только по плотности. Пониженные плотности характерны для деплетированного вещества верхней мантии, например, для мантии Сибирского кратона. Сейсмические скорости описывают температурный режим верхней мантии [Кусков и др., 2013]. По этим данным мощность литосферы под Евразийским континентом стабильна и не менее 250-300 км. Это подтверждается и рядом косвенных признаков: уменьшением на этой глубине добротности мантийного вещества [Егоркин и др., 1981] и наблюдаемым изостатическим выравниванием плотностной неоднородности верхней мантии. Так, под областями разуплотненной мантии Сибирского кратона сейсмическая граница на глубине 300 км прогибается относительно вышележащих границ.

Но все эти данные о литосфере Северной Евразии не согласуются с данными по тепловому потоку. Предполагаемая на глубине около 300 км астеносфера, как слой пониженной скорости, связанный с зоной частичного плавления, не выделяется. Понижение скорости на такой глубине не отмечается и по референтным скоростным моделям для всей Земли. Только под Африканским кратоном методом приемных функций был выделен такой слой [Винник и др., 2009]. По данным теплового потока

астеносфера выделяется повсеместно и глубина до нее меняется в широком диапазоне, от 125 до 300 км [Artemieva, Mooney, 2001].

Деление континентальной верхней мантии на литосферу и астеносферу осложняется и структурными особенностями самой литосферы, наличием в ней слоев с существенно разными реологическими свойствами. Наиболее четко выделяется верхний слой мощностью 100-150 км с резкой горизонтальной неоднородностью (блоковой структурой). Он подстилается зоной пониженных скоростей (волноводом) и сейсмической границей N с четко выраженной внутренней расслоенностью [Павленкова, 1995]. Ниже этой границы литосфера более однородна, то есть более пластична, но расслоенные сейсмические границы прослеживаются и глубже: граница L (Lehmann) на глубине около 200 км, граница H (Hales) на глубине 300 км.

Описанная структура верхней мантии наблюдается и в других регионах. В Северной Америке по данным испытаний ядерных взрывов на глубине 100 км тоже выделен волновод, подстилаемый четкой границей (8^0 граница по [Thybo, Perchus, 1997]), а граница L периодически отмечается по сейсмологическим данным во многих регионах, и с ней часто связывают анизотропию скоростей.

Эти структурные особенности литосферы хорошо согласуются с данными по распределению с глубиной очагов землетрясений. В разных регионах мира на глубинах около 100 и 200-250 км обычно происходит излом и разрушение гипоцентральных зон с резким изменением числа землетрясений. Практически полное их исчезновение отмечается на глубине 300 км [Igarashi et al., 2001].

Природа мантийных границ и общей реологической расслоенности литосферы хорошо объясняются процессами, связанными с глубинными флюидами. По данным лабораторных исследований флюиды не только уменьшают сейсмические скорости, но и способствует метасамотозу, в результате которого существенно изменяются физические параметры вещества [Лебедев и др., 2017]. Небольшое содержание флюидов существенно снижает и температуру солидуса, что может привести к частичному плавлению на малых глубинах.

Флюидной адвекцией можно объяснить и отмеченную выше пестроту определений глубины до астеносферы по тепловому потоку. Энергоемкие глубинные флюиды – это газы, сжатые до больших плотностей и распространяющиеся в рассланцованных породах на субмолекулярном уровне [Летников, 2006]. Они не теряют своей энергии при транспортировке с больших глубин, а выделяют ее лишь при резком изменении РТ условий, увеличении пористости и трещиноватости пород. Это приводит к резкому

разуплотнению флюидов с выделением большого количества тепловой энергии. Очевидно, именно на глубине 100-150 км происходит эти наиболее существенные изменения, и глубинные флюиды формируют здесь волноводы и локальные слои частичного плавления, астенолиты, которые необоснованно относятся к астеносфере при интерпретации данных по тепловому потоку. На этой глубине резко увеличивается и геодинамическая эффективность глубинных флюидов в связи с увеличением их водной компоненты, меняются условия их миграции в трещиноватой и разбитой разломами среде.

Флюидная адвекция, возможно, играет большую роль и в формировании собственно астеносферы. Ф.А. Летниковым [2006] показано, что вынос из верхней мантии вместе с флюидами щелочей и некогерентных элементов приводит к повышению температуры солидуса мантийной матрицы и к ее кристаллизации, что сопровождается уменьшением проницаемости вещества. В результате перед фронтом кристаллизации (в подошве литосферы), должна нарастать концентрация флюидных элементов, существенно увеличивающих пластичность вещества, то есть формирующих астеносферу.

Таким образом, выявленные в результате детальных сейсмических исследований структурные особенности верхней мантии трудно объяснить в рамках общепринятой кондуктивно-конвективной тепловой модели. Необходимо дополнить ее адвекцией глубинных флюидов. Кроме этого для решения проблем глобального тектогенеза важно учитывать не только деление мантии на литосферу и астеносферу, но и деление литосферы на слои разной добротности, особенно наличие верхней жесткой микроплиты, мощностью 100-150 км с резко переменным тепловым режимом. Необходима разработка новой методики интерпретации данных теплового потока с учетом дополнительного источника энергии – энергии глубинных флюидов. Для решения проблемы астеносферы, как «конвективного слоя», необходимо также уточнить данные сейсмологических исследований по определению скоростей в нижнем слое верхней мантии.

Литература

1. 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.

2. 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.
3. Лебедев Е.Б., Павленкова Н.И., Луканин О.А. Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн в дуните и серпентините (к вопросу о природе зоны низких скоростей в верхней мантии Земли // Доклады Академии наук. 2017, том 472, № 1. С. 1–4.
4. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика, 2006, т. 47. № 12. С. 1296-1307.
5. Павленкова Н.И. О региональной сейсмической границе в самых верхах мантии// Физика Земли. 1995. N12. С.1-14.
6. Павленкова Н.И., Павленкова Г.А. Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. М: ГЕОКАРТ: ГЕОС. 2014. 192 с.
7. Artemieva, I.M., Mooney, W.D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // J. Geoph. Res. 2001. V.106 (B8). P.16 387-16 414.
8. Igarashi, T., T. Matsuzawa, N. Umino, and A. Hasegawa. Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A tripled-planed deep seismic zone // J. Geophys. Res., 106, 2001. P. 2177–2191.
9. Vinnik L.P., Oreshin S., Kosarev G., Kiselev S., Makeyeva L. Mantle anomalies beneath southern Africa; evidence from seismic S and P receiver functions // Geophy. J. Int., 2009, 179 (1). P. 279-298
10. Thybo H. and E. Perchuc. The Seismic 8⁰ □ Discontinuity and Partial Melting in Continental Mantle // Science 275, 1997. P. 1626–1629.

NATURE OF THE SEISMIC LAYERING OF THE UPPER MANTLE, INDEFINITE LITHOSPHERE-ASTHENOSPHERE MODEL

Pavlenkova N.I.

Institute of the Physics of the Earth (IPE RAS), ninapav@mail.ru

The seismic profiling with Peace Nuclear Explosions shows seismic stratification of the North Eurasia upper mantle: velocity inversion zones are revealed at depth around 100 km and several seismic boundaries are traced along the profiles. Clear changes of the lithosphere rheology are observed at these boundaries. However, the lithosphere bottom is not determined by these studies.

СИСТЕМА ПОДАЧИ ПОРОВОГО ДАВЛЕНИЯ В ЛАБОРАТОРНОМ ЭКСПЕРИМЕНТЕ ПО РАЗРУШЕНИЮ ГОРНЫХ ПОРОД

Патонин А.В., Шихова Н.М.,

Геофизическая обсерватория "Борок" Института физики Земли
(ГО Борок ИФЗ) РАН, Борок, patonin@borok.yar.ru

Разработана новая система контролируемой подачи порового давления в образец горной породы при проведении испытаний в камере всестороннего сжатия на прессе INOVA. Определен характер изменения пролива жидкости при различных поровых давлениях. С применением новой системы отлажена методика проведения экспериментов. В качестве инжестируемой жидкости используется вода или нефтепродукты.

Система подачи порового давления и ее особенности

Изучение процессов формирования трещиноватости и микроразрывов в условиях высокого всестороннего давления под действием флюидов представляет практический интерес, так как пластовое или поровое давление при разработке скважин оказывает значительное влияние на процесс разрушения пород. Известно [Нескоромных, 2015] что в породах с высоким давлением флюидов в порах механическая скорость бурения возрастает, и это иногда используется для обнаружения пластов с нефтью и газом при разведке месторождений углеводородов.

Исследования образцов горной породы в условиях трехосной деформации на прессе INOVA ранее проводились без использования инъекции в образец поровой жидкости. Расширение круга решаемых задач и исследование тонких эффектов при формировании различного рода трещиноватости потребовало разработки контролируемой системы подачи порового давления. Предъявляемые к этой системе требования были таковы: предельное поровое давление до 20МПа, стабильность удержания порового давления на уровне 5%, используемые флюиды - вода, нефтепродукты, контроль объема закачиваемой в образец жидкости с точностью до 10мкл.

Блок схема системы подачи порового давления представлена на рис.1. Для поднятия порового давления используются два рычажных насоса Н1 и Н2 (Ампика НА-250) с количеством подаваемой жидкости за один ход рычага 5.4мл. На один из насосов смонтирован тензометрический датчик положения рычага, который фиксирует количество закачиваемой в систему жидкости. Второй насос служит для первичного сжатия имеющегося в системе воздуха и создания начального давления.

Для регистрации величины порового давления служат два независимых датчика Д1 и Д2, подключенных к станции регистрации на базе тензометрических модулей фирмы LCard. Создаваемое поровое давление через стальной трубопровод высокого давления и клапан К спуска воздуха поступает в верхнюю часть поршня камеры всестороннего сжатия пресса INOVA. Далее жидкость

попадает через поровый канал поршня в верхнее основание образца О. Нижнее основание образца закрыто пуансоном. Выбор и поддержание заданного давления осуществляется с помощью системы калиброванных грузов, подвешиваемых к рычагу. Для удаления остатков воздуха из магистрали и порового канала поршня служат запорные вентили и вакуумный насос Н3.

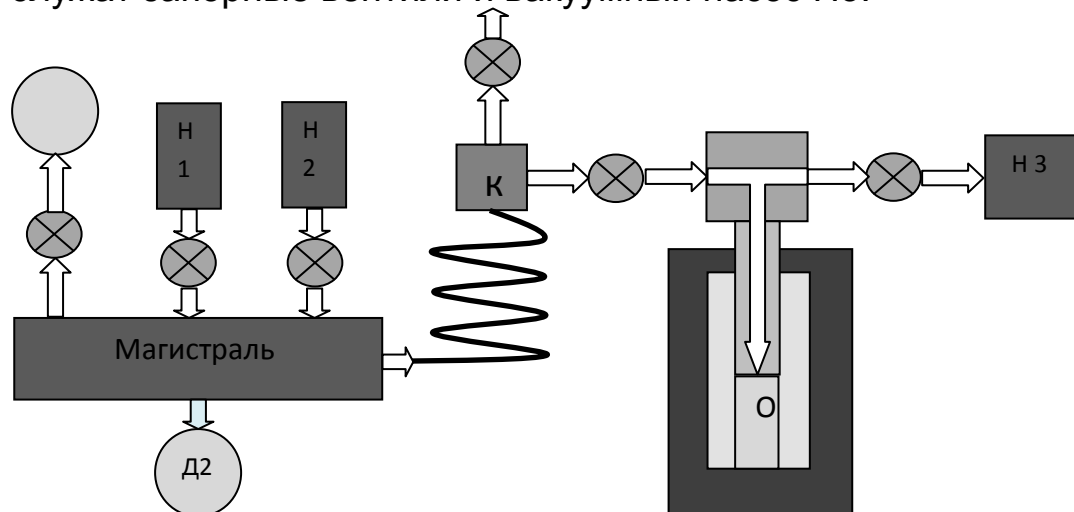


Рис.1.

О- испытуемый образец, Д1- стрелочный датчик давления, Д2- электронный датчик давления, Н1÷Н2- поровые насосы, Н3- вакуум насос, К-клапан спуска воздуха, 1÷6 - запорные вентили.

Тестовые испытания новой системы

Испытания новой системы показали, что даже после откачки воздуха, во всей системе его остается примерно 25мл, что составляет более 50% объема самого образца. Для получения высокой точности измерения количества жидкости, закачиваемой в образец, необходимо учитывать не только сжатие остатков воздуха, но и расширение каналов подачи порового давления. Сжатие остаточного воздуха при неизменной температуре в системе подчиняется закону $PV=Const$. Расширение объема V поровых каналов системы при повышении порового давления P происходит за счет деформации трубопроводов и вентилях. При используемых давлениях линейные деформации будут находиться в пределах долей мкм. Соответственно можно считать, что изменение V будет пропорционально площади внутренней поверхности поровых каналов. Тем самым для расчетов изменения V можно воспользоваться формулой

$$V = V_0 - V_0 / (P + P_0) + K * (P + P_0) \quad (1),$$

где V_0 - объем остатков воздуха в системе, P -показания датчика давления, P_0 - поправочная константа датчика давления, K -коэффициент растяжения (сжатия) трубопроводов и вентилях системы.

В результате калибровки поровой системы были определены значения коэффициентов в формуле (1): $V_0=25.56$ мл, $P_0=-1.71$ МПа, $K=0.007$. При этих значениях коэффициент детерминации (1) составил 0.99.

На рис.2 представлен фрагмент эксперимента на песчанике средней зернистости при всестороннем давлении 15МПа и шаге порового давления 2.5МПа.

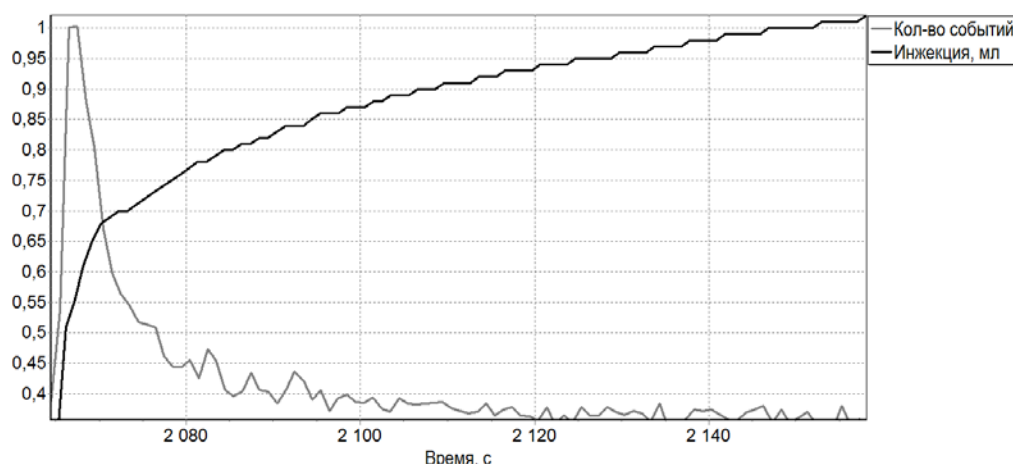


Рис.2. Этап подачи порового давления в сухой образец.

Динамика акустической активности приведена на рисунке в относительных величинах. С момента начала инъекции воды в образец (2065с) резко увеличился поток акустической эмиссии (рис.2) , и образец начал впитывать воду. За первые 100с количество инжескированной жидкости составило около 1мл или 2.5% от его объема.

Проведенные эксперименты показали эффективность работы системы подачи порового давления на образцах песчаников, имеющих пористость выше 5-7%. Дальнейшее усовершенствование системы предполагает повышение точности измерения пролива жидкости в образец для гранитов с пористостью менее 1%.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант 17-47-02003)

Литература

Нескоромных В. В. Разрушение горных пород при проведении геологоразведочных работ. Красноярск: Сиб. федер. ун-т. 2015. 396 с.

SYSTEM OF PORE PRESSURE IN LABORATORY EXPERIMENT ON ROCK DESTRUCTION

PATONIN A.V., SHIKHOVA N.M.

Borok geophysical observatory, Institute of Physics of the Earth (IPE), RAS, Borok, patonin@borok.yar.ru

A new system of controlled supply of pore pressure to the rock sample was developed for testing the INOVA press in compression chamber. The peculiarities of the change in the liquid injections is determined at various pore pressures. The technique is adjusted and a number of experiments are carried out using the new system. Water or oil products are used as the injecting liquid.

ВЯЗКОСТЬ ДЕПОЛИМЕРИЗОВАННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ ПРИ Т, Р - ПАРАМЕТРАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Персиков Э.С., Бухтияров П.Г.

Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ) РАН,
Черноголовка, persikov@iem.ac.ru

В настоящее время остался ряд неизученных проблем, особенно по концентрационной, температурной и барической зависимостям вязкости деполмеризованных ультраосновных расплавов (пироксенитовые, перидотитовые, кимберлитовые, дунитовые) при Т,Р - параметрах верхней мантии и земной коры [Иванов, Штенгельмейер, 1982; Brearley et al., 1986; Dingwell et al., 2004; Персиков и Бухтияров, 2004, 2009; Reid et. all, 2003; Liebske et. all, 2005]. Недавно нами получены первые экспериментально - теоретические данные по температурной и барической зависимостям вязкости модельных кимберлитовых и дунитовых расплавов при коровых и мантийных термодинамических параметрах [Persikov et al., 2015]. В настоящей работе приведены обобщенные данные по вязкости деполмеризованных ультраосновных расплавов, полученные в результате анализа опубликованных результатов.

Температурная зависимость вязкости.

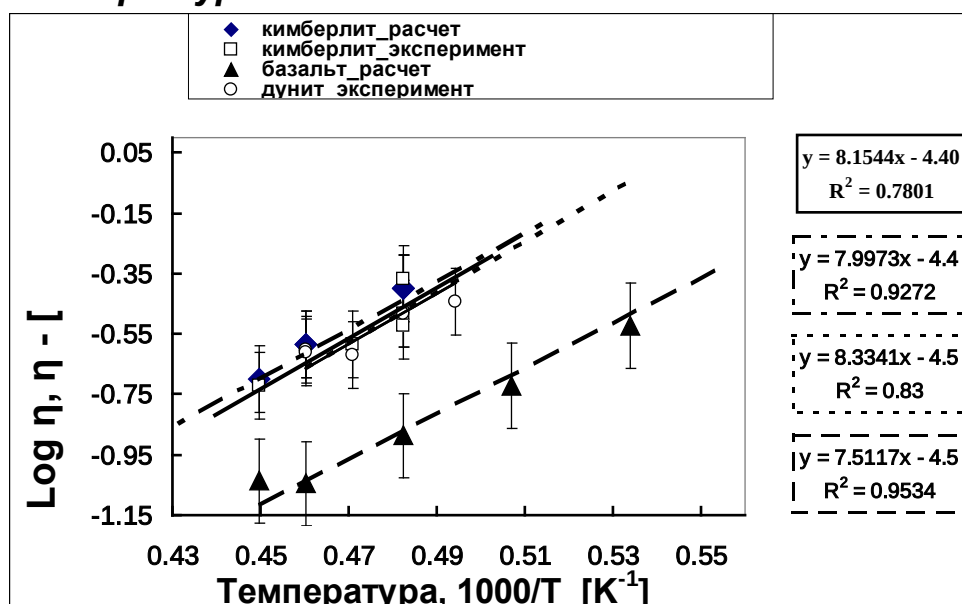


Рис. 1. Температурные зависимости вязкости базальтовых, ультраосновных и кимберлитовых расплавов (погрешность экспериментальных и расчетных данных = ± 30 отн. %, давление – 5.5 ГПа).

Нами было доказано, что температурная зависимость вязкости близиквидусных деполмеризованных магматических расплавов при атмосферном и высоких давлениях достаточно корректно

описывается известным теоретическим уравнением Аррениуса—Френкеля—Эйринга [например, Персигов, Бухтияров, 2004; Persikov et al., 2015]:

$$\eta = \eta_0 \exp (E/RT) \quad (1)$$

с постоянным значением предъэкспоненциального множителя

$\eta_0 = (10^{-4.5} \pm 10^{-0.1})$ Пасек, что позволило впервые получить сопоставимые значения энергии активации вязкого течения (E) таких расплавов (Рис. 1). Для примера на рисунке 1 приведены температурные зависимости вязкости ультраосновных расплавов при высоком давлении (5.5 ГПа) в сравнении с температурной зависимостью вязкости основных (базальт) расплавов.

Концентрационная зависимость вязкости. Эта сложная проблема достаточно корректно была решена нами на основе структурно-химического подхода с использованием теоретического уравнения (1), что подробно изложено в ряде работ [например, Персигов, Бухтияров, 2004, 2009; Persikov et al., 2015]. Был использован критерий, который адекватно и с надлежащей чувствительностью отражает структуру и состав магматических расплавов.

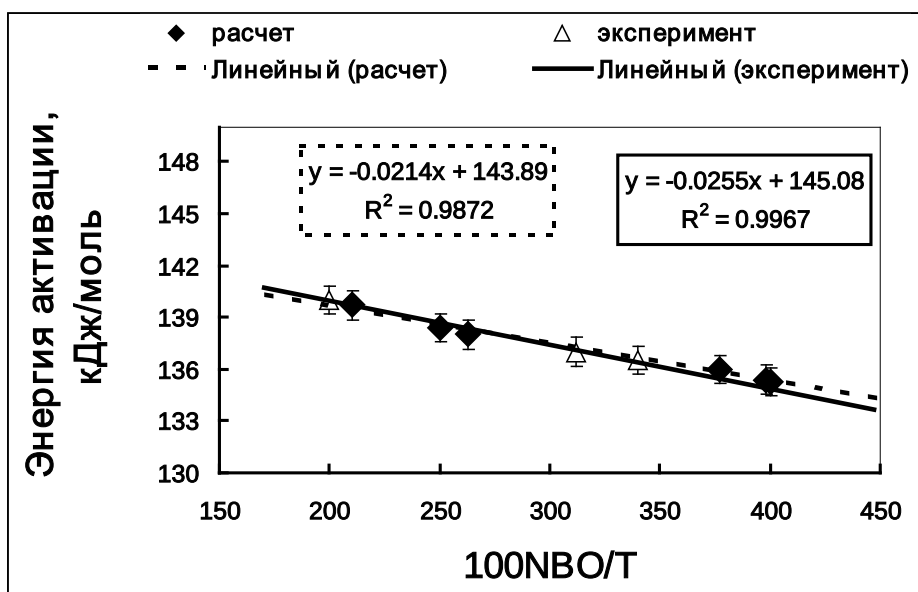


Рис. 2. Концентрационная зависимость энергий активации вязкого течения деполимеризованных магматических расплавов при $P = 100$ МПа (диопсид – $100\text{NBO}/T = 200$ [Персигов, Бухтияров, 2004; Brearley et al., 1986; Reid et. all, 2003]; меймечит - $100\text{NBO}/T = 210$ [Иванов, Штенгельмейер, 1982]; перидотит - $100\text{NBO}/T = 250$ [Dingwell et al., 2004; Reid et. all, 2003]; гарцбургит - $100\text{NBO}/T = 263$ [Иванов, Штенгельмейер, 1982]; модельный кимберлит - $100\text{NBO}/T = 312$ [Persikov et al., 2015]; модельный дунит - $100\text{NBO}/T = 340$ [Persikov et al., 2015]; дунит - $100\text{NBO}/T = 377$ [Иванов, Штенгельмейер, 1982].

В современном понимании это структурно-химический параметр расплава $100\text{NBO}/T$ — степень деполимеризации (процент

разорванных связей в структуре) или коэффициент относительной основности. Было также доказано, что правильнее сравнивать энергии активации вязкого течения, как не зависящей от температуры структурно-химической и реологической характеристики расплавов [Персиков, Бухтияров, 2004]. На этой основе впервые получена корректная концентрационная зависимость энергий активации вязкого течения для деполимеризованных магматических расплавов (рис. 2).

Зависимость вязкости деполимеризованных расплавов от давления.

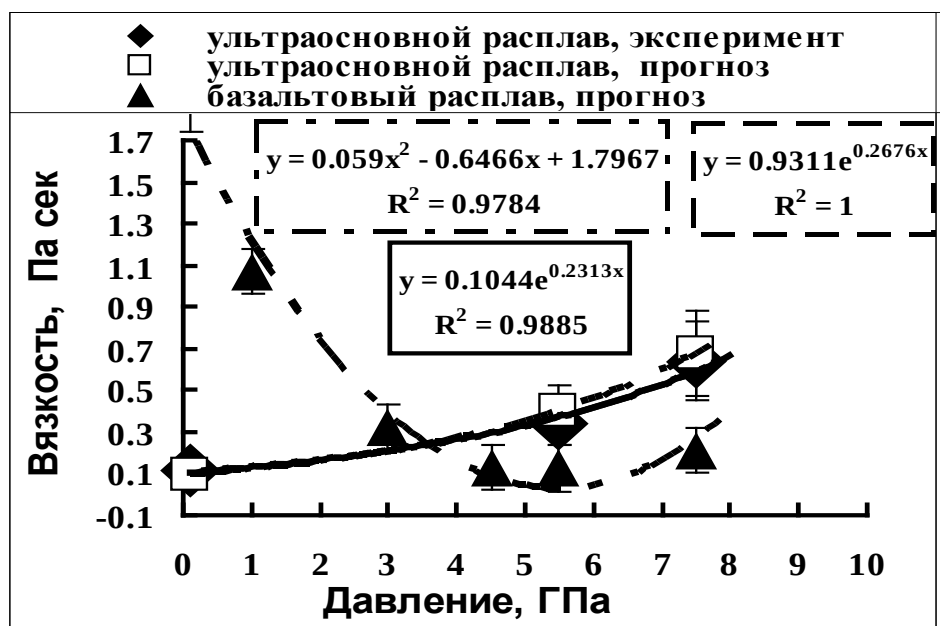


Рис. 3. Изотермические (1800 °C) зависимости вязкости базальтовых и ультраосновных (модельный дунит) расплавов от давления (погрешность экспериментальных и расчетных данных = ± 30 отн. %).

Во всех теориях вязкости жидкости, несмотря на различные исходные концепции, получен качественно единый вывод об увеличении вязкости жидкостей с ростом давления по экспоненциальному закону, который записывается следующим образом:

$$\eta^p = \eta_0 \exp(E + P\Delta V) / RT,$$

(2)

где η^p — вязкость жидкости при давлении P , ΔV — объем активации (положительная величина). В ряде работ установлена аномальная и экстремальная зависимость вязкости магматических расплавов в ряду кислые-основные от давления (Рис. 3 - базальт) [например, Brearley et al., 1986; Персиков, Бухтияров, 2004 и др.]. Тогда как для деполимеризованных ультраосновных расплавов зависимость их вязкости от давления соответствует теоретическому

уравнению (2), т.е. с ростом давления вязкость таких расплавов экспоненциально растёт (до $P \leq (10 - 12)$ ГПа). Пример такой зависимости приведен на рисунке 3.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 15-05-01318).

Литература

1. Персиков Э.С., Бухтияров П.Г. // Экспериментальная минералогия, некоторые итоги на рубеже столетий. Под ред. В.А. Жарикова, В.В. Федькина. М., Наука, 2004, т. 1, с. 103-122.
2. Персиков Э.С., Бухтияров П.Г. // Геология и Геофизика, 2009, т. 50, № 12, с. 1393-1408.
3. Brearley M., Dickinson J. E. Jr, Scarfe M // Geochim. Cosmochim. Acta, 1986, v. 30, p. 2563-2570.
4. Dingwell D.B., Copurtial P., Giordano D., Nichols A.R.L // Earth Planet. Sci. Lett., 2004, v. 226, p. 127 – 138.
5. Liebske C., Schmickler B., Terasaki H., Poe B.T., Suzuki A., Funakoshi K.I., Ando R. Rubie D.C. // Earth Planet. Sci. Lett. 2003, v. 240, p. 589-604.
6. E.S.Persikov, P.G. Bukhtiyarov, A.G. Sokol (2015). // Russian Geology and Geophysics. 2015. v. 56, p. 885-892.
7. Reid J.E., Suzuki A., Funakoshi K.I., Terasaki H., Poe B.T., Rubie D.C., Ohtani E. // Phys. Earth Planet. Int., 2003, v. 139, p. 45-54.
8. Иванов О.К., Штенгельмейер С.В. // Геохимия. 1982, № 3, с. 330-337.

VISCOSITY OF DEPOLYMERIZED MAGMATIC MELTS AT T, P - PARAMETERS OF THE EARTH CRUST AND UPPER MANTLE

Persikov E.S., Bukhtiyarov P.G.

Institute of Experimental Mineralogy (IEM), Chernogolovka,
persikov@iem.ac.ru

Based on the analysis of the published experimental results, generalized concentration, temperature and pressure dependences of the viscosity of depolymerized magmatic melts in the series pyroxenite-dunite compositions were obtained. It is shown that the viscosity of such melts decreases exponentially with increasing temperature and, on the contrary, increases exponentially with increasing pressure. New correct values of the activation energy of the viscous flow of depolymerized magmatic melts at pressures up to 7.5 GPa are also established.

ПЕРВАЯ НАХОДКА УГЛЕРОДНЫХ НАНОТРУБОК В ПРИРОДНОМ ПАРАГЕНЕЗИСЕ – СПУТАННО-ВОЛОКНИСТОМ АГРЕГАТЕ УГЛЕРОДНЫХ НАНОМИНЕРАЛОВ В ПИРО- И УДАРНО-МЕТАМОРФИЗОВАННОМ ПЕСЧАНИКЕ

¹**Поваренных М.Ю.**, ²**Богданов А.Г.**, ³**Матвиенко Е.Н.**, ⁴**Павликов А.В.**, ⁵**Шаталова Т.Б.**, ⁵**Егоров А.В.**, ⁵**Егорова Т.Б.**, ⁵**Савилов С.В.**

¹Институт истории естествознания и техники им. С.И. Вавилова РАН, Москва mpovarennykh@mail.ru

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, биологический факультет, Москва angeor@list.ru

³Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва ematvienko@mail.ru

⁴Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, физический факультет, Москва pavlikov@physics.msu.ru

⁵Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, химический факультет, Москва shatalova@gmail.com, savilov@mail.ru, tolganay@mail.ru

Принято считать, что фуллерены как новая аллотропная минеральная форма рентгеноаморфного углерода были выделены из сажи в 1985 году после проведенного физико-химического эксперимента. А по прошествии шести лет, в 1991 году, синтезировали углеродные нанотрубки. Фуллерены, нанотрубки и бареллены (короткие нанотрубки, по форме напоминающие бочонки) представляют собой топологически родственные трёхмерные постройки из атомов углерода, обладающие одной поверхностью (и они могут быть получены одна из другой при помощи операций сжатия и растяжения без разрывов и склеек). Однако ещё в 1952 году Л.В. Радушкевич и В.М. Лукьянович опубликовали первые отчётливые снимки синтезированных ими 50-нанометровых в диаметре углеродных трубок. В статье 1976 года Оберлин А., Эндо М. и Коджама Т. показали снимки, полученные на просвечивающем электронном микроскопе, синтезированных ими полых нанометрового диаметра углеродных нановолокон. Синтезированные углеродные нанотрубки зафиксировали советские исследователи и в 1992 году.

Нахождение подобных целостных трехмерных индивидов как протоминералов во Вселенной и перечень их возможных свойств были предсказаны нами ещё в 1983 году. И если углеродные фуллерены были найдены в природных парагенезисах, то нанотрубки в них пока обнаружены не были (за исключением сообщения о находке углеродных микротрубок в нефти, добытой из действующей буровой скважины, пробуренной в Мексиканском

заливе и природных глобулах графита из магматических Pt-Ni-сульфидных руд Талнаха).

Фуллерены были зафиксированы в земных условиях: в фульгуритах Колорадо, США, продуктах лесных пожаров как результат падения метеорита Флэксборн Ривер, США, в ударных брекчиях астроблемы Садберри, продуктах выброса из ударного кратера мелкого метеорита на обшивке американского космического спутника, в глинистых морских отложениях – маркерах падения крупного метеорита на границе Мел – Палеоген и в шунгитах Карелии, а также во внеземных объектах – в составе углистого хондрита, рассеянном межзвездном газопылевом веществе. Все подобные находки, за исключением шунгитов, указывают о наличии шоковых РТ-параметров образования фуллеренов (ударная волна от падения метеорита, разряда молнии, резко восстановительные условия, кратковременность воздействия). Содержание фуллеренов во всех этих породах крайне невелико и изредка достигает 0.1–0.01%.

Нами впервые в природном парагенезисе были найдены углеродные нанотрубки в составе спутанно-волоконистых агрегатов, содержащих помимо них многослойные углеродные фуллерены, бареллены (короткие нанотрубки, по форме напоминающие бочонки), микро- и нанохлопья в уникальных шлакообразных пузырчатых пиро- и ударно-метаморфизованных песчаниках, обнаруженных недавно В.Н. Лариным, Н.В. Лариным и В.А. Згонником в урочище Джаракудук (Кызылкумы, Узбекистан). Содержание углеродных наноминералов здесь достигает первых процентов (из них на углеродные нанотрубки приходится около трети объёма). Эти породы образуют морфологически характерные постройки, напоминающие жерла фумарол. Поле распространения таких «фумарол» овально в плане и имеют размеры до 50х150 м. Трубовидные образования числом до нескольких сотен на поле имеют размеры от первых сантиметров до полуметра и высоту от 10 см до первых метров. Эти тела обладают концентрически-зональным строением, по всей видимости, связанным с изменением условий минералообразования от центра к краю. По вещественному составу тела представляют собой пиро- и ударно-метаморфизованный полимиктовый песчаник (кварца около 70–75%, а КПШ – около 10–15%, биотит – до 1–2%). Минеральный состав цементирующей массы варьирует от зоны к зоне. Цемент внутренней зоны (стенки жерла, мощность до 1–1.5 см) просвечивает – светло-серый в проходящем свете и слабо анизотропный в скрещенных николях. По данным электронного микрорентгеноспектрального анализа (растровый электронный

микроскоп LEO SUPRA 50VP, режим низкого – 40 Па азота – вакуума, во вторичных электронах при ускоряющем напряжении 20 кВ, аналитик – Кнотько А.В., химический факультет МГУ), он состоит на более чем 90% из углерода. Фиксируются также микронного размера включения карбидов железа, меди, алюминия, бария, самородных меди и цинка и их интерметаллидов.

По данным высокоразрешающей просвечивающей электронной микроскопии (JEM-1011, JEM-2100 и JEM-2100F, снимки при ускоряющем напряжении до 200 кВ с номинальными увеличениями до 1 000 000 крат), рамановской спектроскопии (конфокальный рамановский микроскоп JY Horiba XPlora Jobin, диапазон 100–3500 см⁻¹) и дифференциально-термическому анализу с масс-спектрометрическим окончанием (STA 409 PC Luxx, квадрупольный масс-спектрометр QMS 403C от Los NETZSCH), углеродистый цемент состоит из спутанно-волокнутого агрегата многослойных углеродных нанотрубок (МСУНТ), микротрубок (МСУМТ), микро- и нанохлопьев (МСУМХ и МСУНХ), фуллеренов (МСУФ), барелленов (МСУБ) и аморфного углерода (АУ) (Рис. 1).

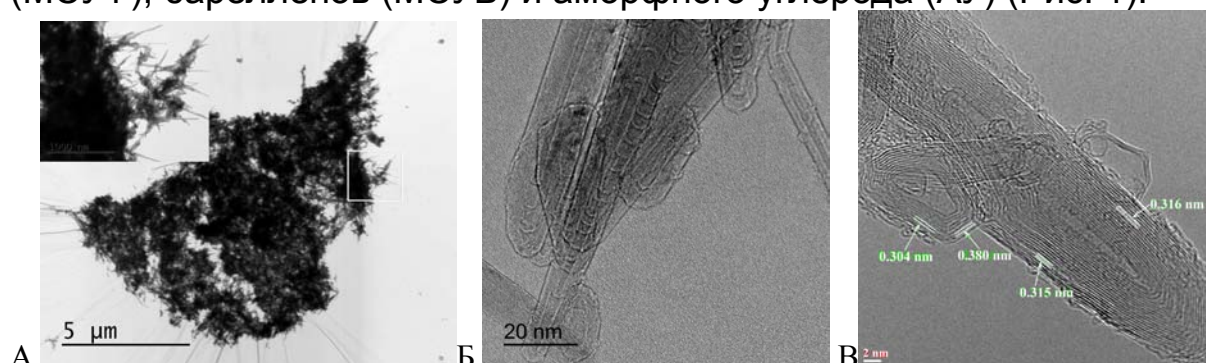


Рис. 1. А – Агрегат спутанно-волокуистых индивидов углеродных наноминералов: МСУНТ, МСУФ и МСУБ. Б – Видна структура роста многослойных углеродных нанотрубок – так называемая бамбуковая (bamboo-structure). В - Совместный и близодновременный рост МСУНТ, МСУФ и МСУБ с образованием взаимных индукционных поверхностей между индивидами наноминералов. Отметим, что расстояния между «графитовыми» слоями в разных индивидах углеродных наноминералов существенно отличаются: в нанотрубке – 0.315, а в бареллене – 0.304 и 0.38 нм. На конце МСУНТ заметен нанометровой толщины слой АУ.

Обнаруженные фуллереновые наноминералы луковичной структуры (onion-like) варьируют по размеру от 1–2 до 30–50 нанометров, наноминералы нанотрубок и барелленов – от 2–3 до 40–60 нм в диаметре, по длине – от 7–10 до первых сотен нм, а по количеству слоев – от 2–3 до 40–45. Размеры углеродных микро- и нанохлопьев варьируют по площади от 5х5 нм до 0.5х0.5 микрон,

при толщине от 1-2 нм до 10-15 нм. Расстояния между «графитовыми» слоями в МСУНТ непостоянны и варьируют от 0.29 до 0.33 нм, чем значительно отличаются от таковых в графите (0.34 нм).

Углеродные нано- и микротрубки являются замкнутыми с обеих сторон образованиями, и их внутреннее строение характеризуется непрерывающимися коаксиально вложенными друг в друга углеродными поверхностями (тип «русская матрешка», а не «свиток» или «папье-маше»). Поскольку внутри обнаруженных углеродных микротрубок найдены МСУНТ, МСУФ и МСУБ, можно утверждать о наличии как минимум двух их последовательных генераций в спутанно-волоконистых агрегатах углеродных наноминералов.

Нахождение спутанно-волоконистых агрегатов МСУНТ, МСУФ и МСУБ, а также содержащихся в них микронных размеров включений карбидов железа, меди, алюминия, бария, самородных меди и цинка и их интерметаллидов свидетельствует о шоковых условиях минералообразования: резкой смене РТ-параметров, окислительно-восстановительного потенциала, высокой скорости процессов.

THE FIRST OCCURRENCE OF CARBON NANOTUBES IN NATURAL PARAGENESIS – MATTED-FIBROUS AGGREGATE OF CARBON NANOMINERALS WITHIN THE PYRO- AND SHOCK-METAMORPHOSED SANDSTONE

¹**Povarennykh M.Yur.**, ²**Bogdanov A.G.**, ³**Matvienko E.N.**, ⁴**Pavlikov A.V.**, ⁵**Shatalova T.B.**, ⁵**Egorov A.V.**, ⁵**Egorova T.B.**, ⁵**Savilov S.V.**

¹Sergey Vavilov Institute for History of natural science and Technology, Russian Academy of Sciences, Moscow mpovarennykh@mail.ru

²Mikhailo Lomonosov Moscow State University, Biological faculty,

³Alexander Fersman Mineralogical museum, Russian Academy of Sciences, Moscow ematvienko@mail.ru

⁴Mikhailo Lomonosov Moscow State University, Physical faculty

⁵Mikhailo Lomonosov Moscow State University, Chemical faculty

We succeeded in discovery of carbon nanotubes as a constituent part of matted-fibrous aggregates of nanomineral individuals of multi-walled carbon nanotubes, fullerenes, barrelenes as well as multi-walled micro- and nanoflakes, and amorphous carbon within the unique slag-like vesicular pyro- and shock-metamorphic rocks resembling “fumarole” pipes` fields (Kyzyl-Kum desert, Uzbekistan).. Concentration of carbon nanominerals in the occurrence reaches several weight per cents (with carbon nanotubes amongst them reaching up to one third by volume).

ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ И ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕРКАЮСКОГО КОМПЛЕКСА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Пономарева Т.А., Пыстин А.М.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар,

taponomareva@inbox.ru, pystin@komisc.ru

Неркаюский эклогит-сланцевый комплекс расположен на восточном склоне Приполярного Урала в междуречье Хальмерью и Балбанью. В его составе преобладают мезо- и лейкократовые гранат-слюдяные кристаллические сланцы, иногда с барруазитовой роговой обманкой. Эклогиты и амфиболиты составляют около 20% в разрезе комплекса. Заметную роль в строении метаморфических толщ играют также продукты средне- и низкотемпературного изменения перечисленных выше пород. Они имеют гранат-глаукофановый, эпидот-глаукофановый, актинолит-хлорит-эпидотовый и хлорит-мусковит-альбит-кварцевый состав [Пыстин А. М. и др., 1983].

В процессе петрофизических исследований было выявлено, что плотностная характеристика неркаюского комплекса выглядит следующим образом: $\sigma_{\text{ср}}$ равная 3.32 г/см^3 у эклогитов; $\sigma_{\text{ср}}$ равная 2.99 г/см^3 у эпидот-гранатовых амфиболитов; $\sigma_{\text{ср}}$ равная 2.94 г/см^3 отмечается у амфиболовых, эпидот-глаукофановых и альбит-эпидот-хлорит-актинолитовых сланцев; $\sigma_{\text{ср}}$ равная 2.73 г/см^3 у мезократовых и лейкократовых кристаллических сланцев; $\sigma_{\text{ср}}$ равная 2.72 г/см^3 у хлорит-мусковит-альбит-кварцевых сланцев [Пономарева и др., 2014].

При анализе корреляционной зависимости магнитной восприимчивости и плотности пород эклогитсодержащего комплекса мы наблюдаем прямую пропорциональную зависимость между этими параметрами. Для высокоплотных пород характерны высокие значения χ и, наоборот, породы с низкой плотностью практически не магнитны. В результате петрофизических исследований установлено, что неркаюский комплекс имеет сильно дифференцированный петрофизический разрез, характерный, в целом, для высокобарических метаморфических комплексов. Плотность и магнитная восприимчивость в этих комплексах снижаются вверх по разрезу, что связано с увеличением доли кислых пород.

Выявленные изменения в физических свойствах пород неркаюского комплекса находят свое отражение в: структуре и характерных особенностях физических полей; определение пределов изменения плотностных и магнитных свойств пород, что позволяет наиболее корректно провести интерпретацию геофизических данных.

Породы неркаюского эклогит-сланцевого комплекса имеют слабо и средне магнитные свойства, поэтому расположены в области отрицательных значений магнитного поля интенсивностью минус 1–2 нТл [Пономарева, 2017]. При крупномасштабных геолого-геофизических исследованиях наблюдаются локальные магнитные аномалии, оси которых ориентированны к северо-западу. Эти аномалии подчеркивают связь с реликтовыми структурами, установленными непосредственными наблюдениями в естественных разрезах [Пыстин, 1984].

Общая картина наблюденного гравитационного поля (Δg_n) подчеркивает геологическое строение неркаюского комплекса. По форме аномалий неркаюский комплекс делится на северную, включая центральную, и южную части. Северная и центральная части состоят из разнознаковых аномалий, близких к изометричной форме, а южная – представлена параллельными отрицательными изолиниями Δg_n , интенсивность которых снижается в восточном направлении. Эклогиты и амфиболиты, преобладающие в нижней (северной) части неркаюского комплекса, как самые плотные породы комплекса (3.32 г/см^3), расположены в области положительных аномалий. Слюдистые кристаллические сланцы разного состава, резко преобладающие в верхней (южной) части разреза данного комплекса, имеют значительно меньшие плотности от 2,65 до 2,7 г/см^3 и располагаются в области отрицательного поля Δg . На схематической карте локальных аномалий (Δg_n), отражающих внутреннее строение земной коры на глубине 20 км, мы отмечаем в северной части комплекса серию линзовидных положительных локальных аномалий одинаковой интенсивности, которые объединяются в единую линейно вытянутую положительную аномальную зону северо-западной ориентировки. Линзовидные аномалии в локальных полях Δg_n прослеживаются в приповерхностном слое на глубине 2–3 км и также соотносятся с положительными аномалиями, связанными с местами выхода на

земную поверхность высокоплотных эклогитовых и амфиболитовых тел.

Важно отметить, что линейная аномальная зона на глубинном уровне протягивается до Главного Уральского разлома и имеет продолжение на восток, кроме того она конкордантна аномалиям Δg_n восточной структурной зоны севера Урала.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №15-18-5-17.

Литература

1. Пыстин А. М., Казак А. П., Чернышев Ю. А. Эклогиты неркаюского комплекса на Приполярном Урале // Записки ВМО, 1983. Ч. 112, вып. 3. С. 346–353.
2. Пономарева Т.А., Пыстин А.М. Петрофизическая характеристика пород полиметаморфических комплексов севера Урала // Известия Коми НЦ УрО РАН, 2014. №2(18). С.68-74.
3. Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 112 с.
4. Пономарева Т.А. Петрофизическая зональность в структурно-вещественных комплексах Севера Урала // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 1. С. 8-15.

PETROPHYSICAL AND GEOPHYSICAL CHARACTERISTICS OF NERKAYU COMPLEX (NETHER-POLAR URALS)

Ponomareva T.A., Pystin A.M.

Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar

taonomareva@inbox.ru, pystin@geo.komisc.ru

Petrophysical characteristics of Nerkayu eclogite-schist rock associations in the Nether-Polar Urals were studied. Some peculiarities of changes in rocks after metamorphism were found. The results of comprehensive interpretation of petrophysical and geophysical data allowed to reveal the deep nature of eclogite-schist complex.

ГЕРМАНИЙ В ПРИРОДНЫХ СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ: ДАННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

¹**Прокофьев В.Ю.,** ²**Наумов В.Б.**

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), vpr2004@rambler.ru

²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН), naumov@geokhi.ru

Германий является типичным редким элементом: его кларк равен 1.8 ppm. Его также относят к рассеянным элементам, поскольку Ge практически не образует собственных минеральных фаз, за исключением некоторых очень редких минералов, и находится в природе в основном в виде примесей в породах и минералах.

Современные достаточно чувствительные методы химического анализа (SIMS, LA ICP MS и другие) позволяют оценить концентрации германия в составе природных расплавов, изучить закалочные стекла, а также расплавные включения в минералах магматических пород, и такие данные начинают появляться в публикациях.

Нами выполнен анализ литературных данных о концентрациях германия в составе закалочных стекол, а также расплавных включений в минералах различных магматических пород. Для этого использовалась база данных по расплавленным и флюидным включениям в минералах, составляемая в ГЕОХИ РАН [Наумов и др., 2004] и включающая на настоящий момент более 21000 публикаций.

Пока для природных магматических расплавов опубликовано 779 определений концентраций германия в 14 статьях. Эти данные были получены для расплавных включений в минералах и закалочных стеклах вулканических пород из различных геодинамических обстановок. Конечно, это предварительные данные, но они позволяют сделать некоторые выводы. Главные типы геодинамических обстановок и критерии их выделения были опубликованы в работах [Наумов и др., 2004]. Рассмотрены следующие геодинамические обстановки: I – срединно-океанические хребты, II – океанические острова, III – островные дуги, IV – активные континентальные окраины, V – внутриконтинентальные рифты и горячие точки, VI – задуговые бассейны. Анализировалась следующая информация: геодинамические обстановки, минерал-хозяин (или закалочное стекло породы), концентрации SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Na, K, Ga, As, Zn, Sn и летучих (H_2O , Cl, F, S, B) в расплавах, количество определений и интервал концентраций германия. Из них

следует, что интервал концентраций германия в магматических расплавах достаточно узок – от 1.1 до 10.8 ppm (рис. 1). Среднее значение концентрации германия в силикатных расплавах 1.688 ppm достаточно близко к значению кларка германия. Распределение значений концентраций Ge одномодальное, с хорошо выраженным максимумом в интервале 1.0-2.0 ppm.

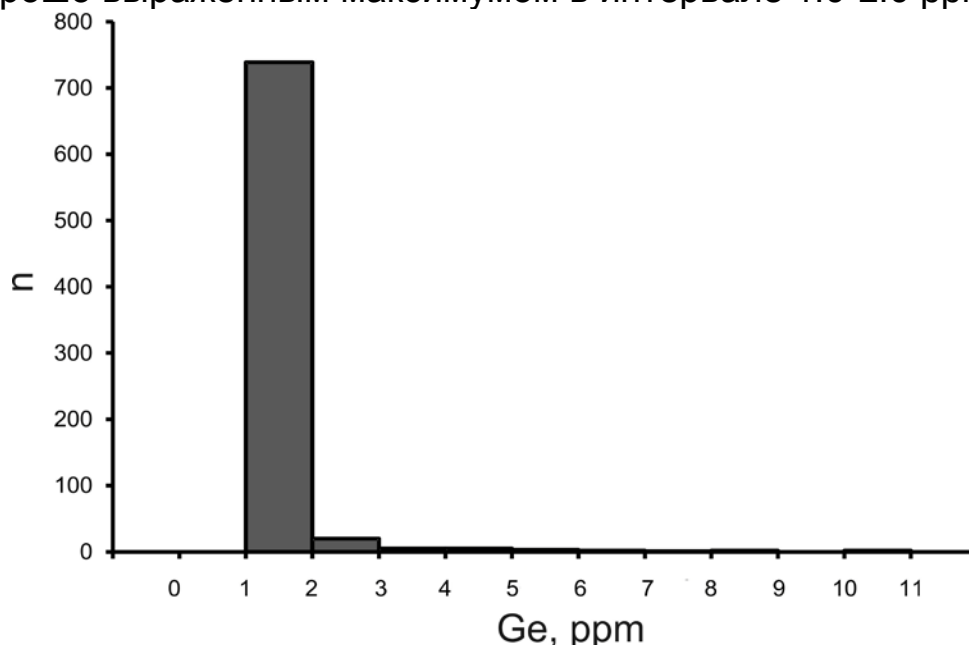


Рис. 1. Гистограмма значений концентраций германия в природных силикатных расплавах.

На диаграмме «концентрация Ge – SiO_2 » (рис. 2), построенной по всем имеющимся определениям концентраций, имеются пустые области, свидетельствующие о неполноте имеющихся данных. Максимальные концентрации Ge наблюдаются в расплавах среднего состава, с уменьшением его концентраций в расплавах как кислого, так и основного состава.

Анализ изменения концентраций германия в зависимости от концентраций других компонентов расплава показал наличие слабой положительной корреляции с Cl, F, B, H_2O , Zn, Pb, Sn, Na, K, хорошей положительной корреляции с Ga, отрицательной корреляции с Al, отсутствием корреляции с S и изменяющейся от положительной к отрицательной корреляции с Fe и As.

Магматические расплавы разных геодинамических обстановок заметно различаются по поведению Ge.

В базальтовых расплавах срединно-океанических хребтов, по данным 518 анализов, концентрации германия изменяются от 1.2 до 1.8 ppm при среднем содержании 1.5 ppm. Максимальные концентрации германия (1.8 ppm) наблюдаются в базальтах Тихого океана.

В магматических расплавах океанических островов, связанных с мантийными плюмами, германия больше всего – от 1.1 до 10.8 ppm при среднем содержании 3.4 ppm (44 анализа). Максимальные концентрации германия (10.8 ppm) связаны с расплавами среднего состава вулкана Килауэ (Гавайские острова).

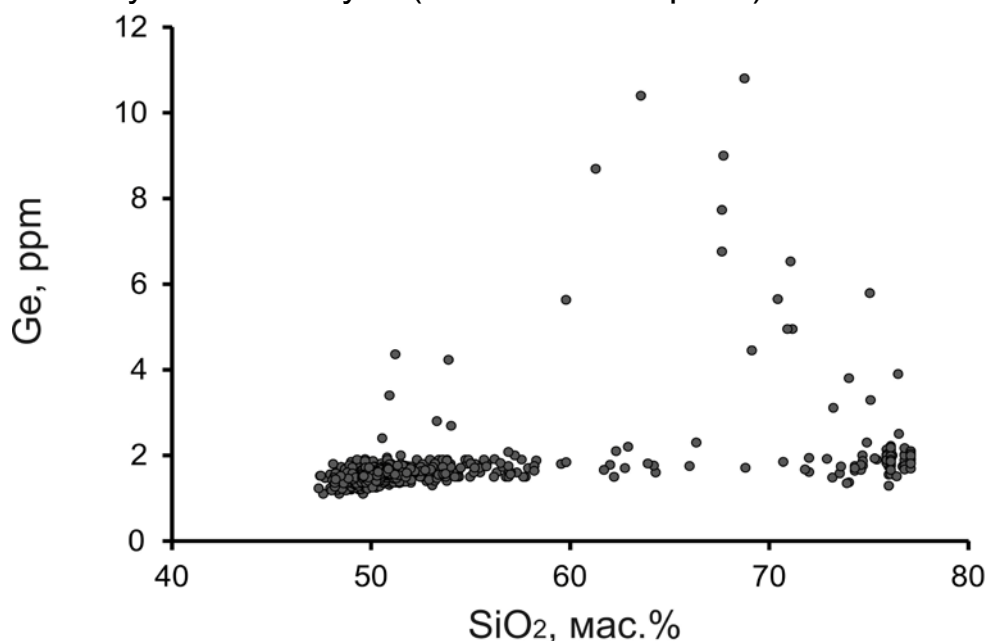


Рис. 2. Диаграмма «концентрация германия – SiO₂» для природных силикатных расплавов.

Магматические расплавы островных дуг характеризуются изменением концентраций германия от 1.3 до 2.3 ppm и средним содержанием 1.7 ppm (121 определение). Максимальные значения концентрации германия обнаружены в расплавах среднего состава (66 мас. % SiO₂) вулкана Батур (Индонезия).

Концентрации германия в магматических расплавах активных континентальных окраин почти не изучены: есть информация о содержаниях от 1.1 до 4.2 ppm Ge при среднем содержании 2.2 ppm (4 анализа). Максимальные концентрации германия установлены в расплавах среднего состава (65 мас. % SiO₂) полуострова Юкатан (Мексика).

Разброс концентраций германия от 1.3 до 3.9 ppm при среднем содержании 1.9 ppm наблюдается в расплавах внутриконтинентальных рифтов и горячих точек (64 определения). Максимальные концентрации германия (3.9 ppm) в этой выборке связаны с расплавами кислого состава (76-77 мас. % SiO₂) вулкана Олкариа, Кения.

Концентрации германия в магматических расплавах обстановок задугового спрединга изменяются от 1.4 до 2.0 ppm Ge при среднем содержании 1.8 ppm (32 анализов). Максимальные концентрации

германия (2.0 ppm) в них связаны с базальтовыми расплавами бассейна Лая (Тихий океан).

Таким образом, проведенными исследованиями установлено, что минимальные концентрации Ge характерны для расплавов срединно-океанических хребтов (в среднем 1.5 ppm), а максимальные – для расплавов океанических островов (в среднем 3.4 ppm). Возможно, повышенные концентрации германия в расплавах могут быть индикатором мантийных плюмов. На эту мысль наводят высокие содержания германия в метеоритах различных типов (от 30 до 100 ppm). Имеющиеся данные о концентрациях германия в расплавах свидетельствуют о разном поведении германия в различных геодинамических обстановках, которое должно быть связано с влиянием определенных геохимических факторов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 17-05-00387-а).

Литература

Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В. Средние содержания петрогенных, летучих и редких элементов в магматических расплавах различных геодинамических обстановок. Геохимия. 2004. № 10. С. 1113-1124.

GERMANIUM IN NATURE SILICATE MELTS: DATA OF MELT INCLUSION INVESTIGATIONS

¹**Prokofiev V.Yu.**, ²**Naumov V.B.**

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), vpr2004@rambler.ru

²Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry Russian Academy of Science (ГЕОХИ РАН), naumov@geokhi.ru

We generalize, for the first time, published and original data on the germanium concentrations in natural magmatic melts obtained by studying quenched glasses in volcanic rocks and inclusions in minerals. Based on 779 determinations, germanium concentrations in magmatic melts vary between 1.1 and 10.8 ppm at average content of 1.688 ppm. Ge concentrations in magmatic melts generated in different geodynamic settings show different distribution. Minimum concentrations (on average, 1.5 ppm) are typical of the mid-ocean ridges melts, while maximum contents were determined in melts of oceanic islands (on average, 3.4 ppm).

ИССЛЕДОВАНИЯ СУЛЬФИДОНОСНЫХ ПОРОД ЙОКО-
ДОВЫРЕНСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА МЕТОДАМИ
КОМПЬЮТЕРНОЙ ТОМОГРАФИИ

**Пшеницын И.В., Корост Д.В., Арискин А.А., Япаскурт В.О.,
Соболев С.Н., Хомяк А.Н., Рязанцев К.М.**

Московский государственный университет, Москва

Институт геохимии и аналитической химии (ГЕОХИ РАН), Москва

lotecsi@gmail.com, dkorost@mail.ru, ariskin@rambler.ru

Введение. Методы рентгеновской компьютерной томографии (КТ) основаны на просвечивании крупных (сотни см³) и мелких (до нескольких мм³) образцов рентгеновскими лучами, что позволяет визуализировать объемное распределение рентгеноконтрастных фаз в широком диапазоне разрешений – вплоть до субмикронного уровня [1-3]. В работе представлены результаты КТ-исследований образцов с сульфидными каплями из подошвы Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье, Россия) и сульфидно-минерализованных анортозитов из Главного ЭПГ-рифа этого интрузива.

Сульфидные капли в оливиновых габброноритах. Нами был изучен образец габбронорита с сульфидными каплями. Предварительное изучение образца при разрешении 100-200 мкм позволило выявить достаточно крупные глобулы размером от нескольких мм до 0.7 см (рис. 1). Было установлено, что эти капли не связаны друг с другом, и каждую можно рассматривать как закрытую систему. Опираясь на данные КТ, наиболее крупная капля была выбурена для дальнейшего изучения. Исследования этой капли с высоким разрешением около 3 мкм позволили выявить её сложное гетерогенное строение: выделяется основной сфероид и окружающее его гало тонкой сульфидной вкрапленности (рис. 2).

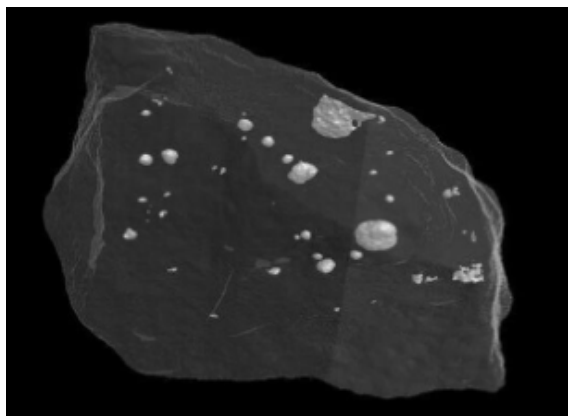


Рис. 1. Первичные результаты КТ-просвечивания образца - “капельника

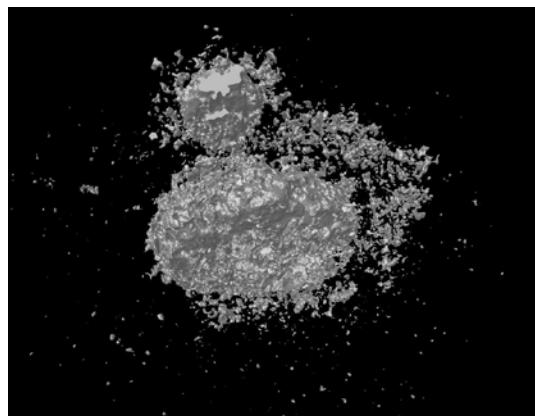


Рис. 2 .Результаты съемки выбуренной капли методом КТ с разрешением 3 мкм

При дальнейшем минералого-петрографическом изучении крупной выбуренной капли, в одном из аншлифов были обнаружены зерна майчнерита, которые находятся как в центральной части основного сфероида (рис. 3b), так и в сульфидах из окружающего его гало (рис. 3a).

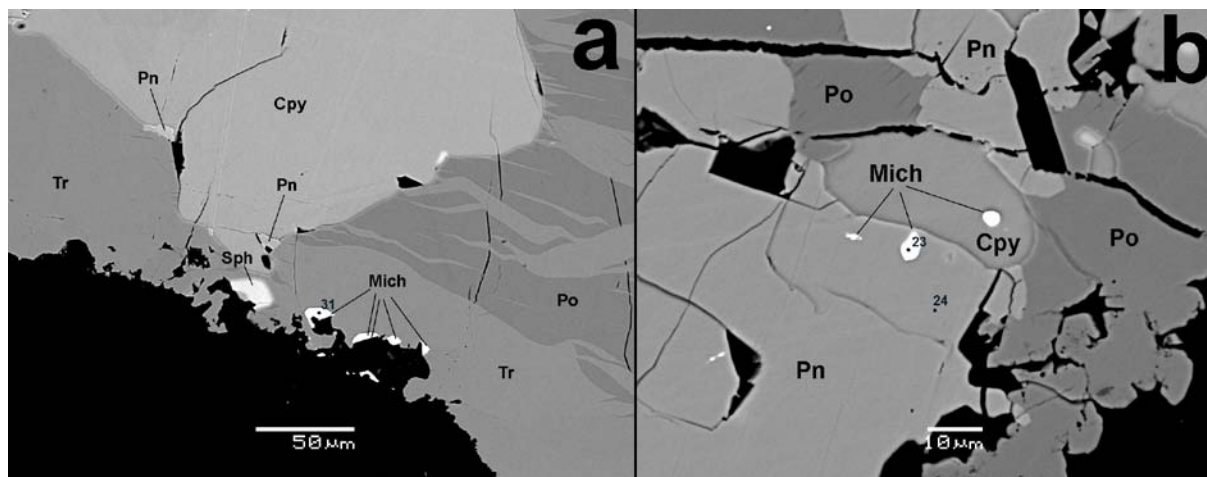


Рис. 3. а – Группа зерен майчнерита в троилите из гало капли.
б – три зерна майчнерита в сульфидах из центральной части капли.

Исследования ЭПГ-минерализованных анортозитов. Также был изучен анортозит из Главного платинометального рифа массива. В исходном образце явно прослеживались несколько 5-8-мм прослоев, обогащенных сульфидом. Компьютерная томография проводилась в три этапа: на первом этапе образец сканировался на томографе РКТ-180 с целью выявления объемного распределения прослоев с сульфидами. Далее в образце было пробурено два параллельных цилиндра диаметром 10 мм – перпендикулярно сульфидизированным прослоям. Съемка двух этих цилиндров проводилась на микротомографе SkyScan-1172 с разрешением около 3 мкм. В результате были обнаружены включения, обладающие крайне высокой рентгеновской абсорбцией: они идентифицировались как потенциальные благороднометалльные фазы.

Участки скопления наиболее крупных фаз были намечены для последующих исследований: из выбуренных 10-мм цилиндров делались цилиндры диаметром 3 мм. Съемка этих цилиндров проводилась с разрешением около 1 мкм. Это позволило уточнить объемную морфологию МПГ (см. ниже), их пространственные соотношения с сульфидной фазой и наметить плоскостные срезы для подготовки аншлифов.

Результаты съемки на сканере РКТ-180 позволили выделить два прослоя обогащенных сульфидом. При разрешении 3 мкм на срезах выделяются три фазы: 1 - вмещающий сульфиды плагиоклаз, 2 - фаза с бóльшим поглощением (сульфид) и 3- наиболее высокопоглощающая фаза, представленная редкими включениями размером от 40 до 140 мкм.

В результате анализа рентгеноконтрастных фаз в 10-ти и 3-х мм образцах установлено, что плагиоклаз занимает 89-99% объема породы. Количество сульфида в прослоях варьирует от 1 до 11%, при этом концентрация потенциальных МПГ не выше 0.02%. Более детальный морфологический и статистический анализ был выполнен для фазы 3 с акцентом на распределение, количество и линейные размеры.

Пространственные соотношения высокоплотной фазы с другими минералами показывают, что большинство рентгеноконтрастных включений приурочено к ребрам интерстиций, выполненных сульфидами (рис. 4а). Реже располагаются в трехгранных окончаниях сульфидных интерстиций. В единичных случаях вкрапления “МПГ” приурочены к внутреннему объему сульфидов.

На рис. 4b показан пример достаточно крупной (50 мкм) платиновой (в данном случае – мончеит) фазы, обнаруженной по данным КТ-исследований. Это зерно вскрыто при распиловке 3- мм цилиндра, опираясь на стереологические модели образцов.

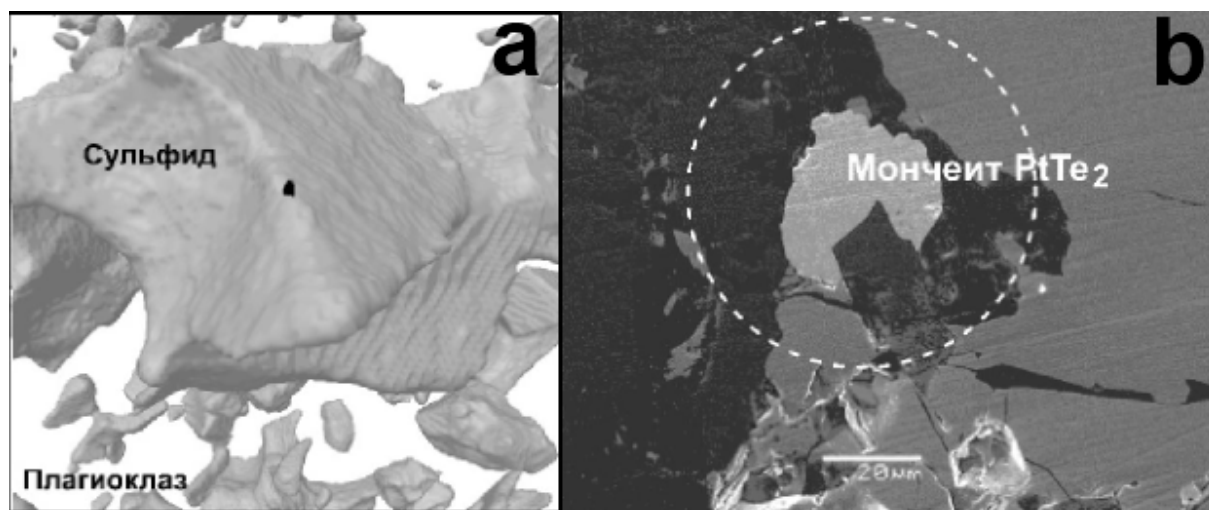


Рис. 4. а - Примеры приуроченности рентгеноконтрастной фазы 3 к ребрам сульфидных зерен. б - Ассоциация кубанита и мончеита, обнаруженных и диагностированных по результатам КТ-исследований

Работа поддержана грантом Российского Научного Фонда № 16-17-10129. Аналитические исследования в Лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова проводились с использованием оборудования, приобретенного за счет средств Программы развития Московского университета.

Литература

1. Корост Д.В., Гафурова Д.Р., Хомяк А.Н. Применение компьютерной рентгеновской томографии для изучения внутреннего строения горных пород // Материалы Шестой Российской молодежной научно-практической Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», Москва, ИГЕМ РАН, 28 ноября – 02 декабря 2016 г., стр. 32
2. Baker D.R., Mancini L., Polacci M. et al. An introduction to the application of X-ray microtomography to the three-dimensional study of igneous rocks // Lithos. 2012. V. 148. P. 262-276.
3. Barnes S.J., Mungall J.E., LeVaillant M. et al. Sulfide-silicate textures in magmatic Ni-Cu-PGE sulfide ore deposits: Disseminated and net-textured ores // American

EXAMINATION OF SULFIDE-MINERALIZED ROCKS FROM THE YOKO-DOVYREN LAYERED MASSIF BY METHODS OF COMPUTER TOMOGRAPHY

Pshenitsyn I.V., Korost D.V., Ariskin A.A., Yapaskurt V.O., Sobolev S.N., Khomyak A.N., Ryazantsev K.M.

Moscow State University, Moscow, Russia

Vernadsky Institute of Geochemistry, Moscow, Russia

Methodology of application of 3D X-ray computed tomography to sulfide droplets and PGE-mineralized anorthosite from the Yoko-Dovyren massif (YDM) is presented. This approach includes a combination of low-resolution imaging with high-resolution XCT techniques, resulting in resolutions of 1-3 μm on millimeter- to centimeter-scale samples. Our study first reveal a heterogeneous structure of sulfide droplets in olivine gabbro-norite apophyses from the YDM and quantifies 3D size, shape and textural relationships of PGMs from its Main Reef.

МНОГОЭТАПНОСТЬ ТЕРМОКОНВЕКТИВНОГО ПРИВНОСА УРАНА КАК ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ УНИКАЛЬНО БОГАТЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИПА НЕСОГЛАСИЯ

¹**Пэк А.А.**, ^{1,2}**Мальковский В.И.**

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, pek@igem.ru;

²Российский химико-технологический университет им.
Д.И.Менделеева (РХТУ)

Представления об условиях формирования уникально богатых руд канадских месторождений несогласия бассейна Атабаска, в которых содержание урана нередко достигает 10% и более, являются одним из важных аспектов проблемы поиска экономически рентабельных источников уранового сырья.

Пространственное размещение более 20 месторождений несогласия, открытых к настоящему времени в бассейне Атабаска, контролируется крутопадающими разломами в фундаменте бассейна на их выходе в перекрывающие осадочные отложения, при этом рудные залежи могут локализоваться как выше, так и ниже поверхности несогласия. Отложение руд над поверхностью несогласия происходило при эксфильтрации – восходящей разгрузке флюидов из зон разломов в фундаменте бассейна в перекрывающие песчаники, а при отложении руд под поверхностью несогласия – при инфильтрации, нисходящем движении флюидов из горизонта песчаников по зонам разломов в породы фундамента. Однако движущие силы и физический механизм такой разнонаправленной циркуляции рудообразующих флюидов исследователи месторождений относят к числу еще не проясненных вопросов – knowledge gaps (Jefferson et al., 2007).

В качестве возможного объяснения палеогидродинамических условий формирования месторождений нами была предложена гипотеза термоконтвективной системы с межразломной свободной тепловой конвекцией растворов в фундаменте и породном заполнении бассейна. Для ее обоснования были проведены: теоретический анализ условий конвективной неустойчивости флюидов в трехмерной модели межразломной конвективной ячейки (Malkovsky, Pek, 2015) и затем систематическое численное моделирование в концептуальной модели условий формирования урановых месторождений бассейна Атабаска (Пэк Мальковский, 2017). Полученные результаты позволили предложить геологически и физически непротиворечивую модель геотермической, т.е. обусловленной геотермическим градиентом, термоконтвективной циркуляции рудообразующих флюидов с оценкой времени

формирования месторождений в первые сотни тысяч лет. На рис. 1 приведен пример структуры межразломной конвекции флюидов в базовой расчетной модели с представительными для бассейна Атабаска значениями геометрических, фильтрационных и теплофизических параметров.

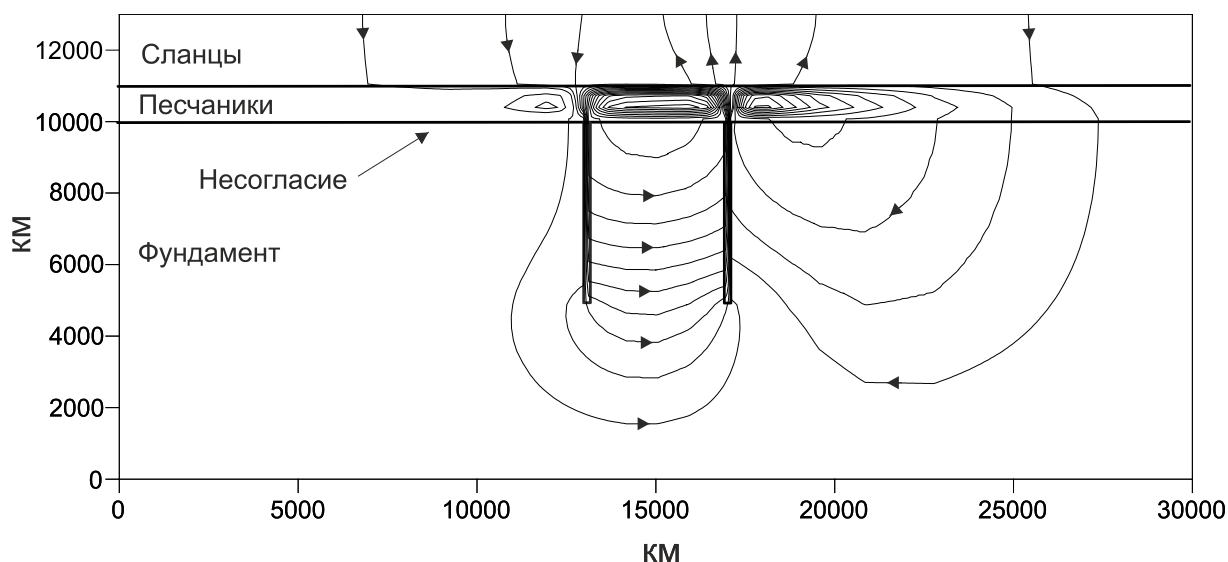


Рис. 1. Структура межразломной циркуляции флюидов

В настоящем сообщении мы обращаем внимание на то, что отличительные особенности механизма геотермической конвекции позволяют предложить возможное объяснение также для происхождения уникально высокого содержания урана в рудах месторождений бассейна Атабаска.

Согласно постоянно уточняемым в последние десятилетия геохронологическим данным, начальный этап отложения урановой минерализации в бассейне Атабаска датируется возрастом 1588 ± 15 млн. лет. Затем следуют протерозойские эпохи с возрастными значениями 1528 ± 4 , 1399 ± 8 и 1276 ± 3 млн. лет, которые интерпретируются как результат переотложения первичной урановой минерализации (Alexandre et al., 2009). Однако эти геохронологические данные не исключают возможности соучастия, наряду с ремобилизацией ресурсов первичного урана, также его дополнительного привноса на последовательных этапах формирования месторождений (Jefferson et al., 2007, p. 296). Вместе с тем, именно такая возможность неоднократного привноса урана следует из разработанной нами термоконвективной гипотезы как наиболее вероятный сценарий многоэтапного формирования уникально богатых рудных тел месторождений бассейна Атабаска.

Если месторождение формируется в результате геотермической конвекции, то действие движущих сил, вызывающих конвективное

течение флюидов, практически не ограничено во времени (поскольку определяется временем существования геотермического градиента). Поэтому в рудообразующей системе с геотермической конвекцией гидродинамические условия для отложения руд могут возобновляться неоднократно в течение геологически длительного периода времени.

Как отмечается при обсуждении приведенных в (Alexandre et al., 2009) геохронологических данных, последовательные этапы формирования урановорудной минерализации, выражающиеся в омоложении датировок оксидов урана, происходили без каких-либо значительных перестроек структурного плана месторождений, но «были отражением крупномасштабных, возможно охватывавших весь континент событий, внешних по отношению к бассейну... в частности, удаленных орогенических и тектонических событий» (с. 58). Основное деформационное воздействие таких удаленных тектонических событий ограничивалось увеличением проницаемости зон разломов, что в системе с геотермической конвекцией было достаточным условием для возобновления циркуляции рудообразующих флюидов. Поэтому геохронологические данные о последовательных этапах формирования урановой минерализации месторождений могут интерпретироваться не как результат переотложения первичного урана, а как свидетельство многократного, разделенного интервалами времени в десятки и сотни миллионов лет, привноса его «дополнительных» (к первичной урановой минерализации) порций. Вследствие практически неизменной локализации структурно компактных областей, в которых происходило отложение рудной минерализации на последовательных этапах формирования месторождений, привнос «дополнительного» урана обуславливал формирование уникально богатых руд бассейна Атабаска. С такой трактовкой согласуется отмеченная Шумилиным (2011) отличительная особенность месторождений несогласия, заключающаяся в «прямой корреляции величин параметров, определяющих объем ресурсов и средних содержаний урана, в то время как для большинства рудных месторождений наблюдается обратная картина» (стр. 70).

Таким образом, в разработанной термоконвективной модели рудообразующего процесса проблема происхождения уникально богатых урановых руд месторождений бассейна Атабаска получает возможное объяснение как итоговый результат накопления урана, привносившегося в структурно компактные области рудоотложения при неоднократном возрождении на последовательных этапах

формирования месторождений геотермической межразломной конвекции рудообразующих флюидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Федеральным агентством научных организаций в рамках государственного задания по теме № 0136-2014-0012.

Литература

1. Jefferson C.W., Thomas D.J., Gandhi S.S., Ramaekers P., Delaney. G., Brisbin D., Cutts C., Quirt D., Portella P and Olson R.A. Unconformity-associated uranium deposits of the Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta. In: Goodfellow W.D. (Ed). Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, 2007. P. 273-305.
2. Malkovsky V.I., Pek A.A. Onset of fault-bounded free thermal convection in a fluid-saturated horizontal permeable porous layer. Transport in Porous Media. 2015. Vol. 110. Issue 1. P. 25-39.
3. Пэк А.А., Мальковский В.И. Роль тепловой конвекции флюидов в формировании урановых месторождений типа несогласия: бассейн Атабаска (Канада). Геология рудных месторождений. 2017. № 3. С. 201-219.
4. Alexandre P., Kyser K., Thomas D., Polito P., Marlat J. Geochronology of unconformity-related uranium deposits in the Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada and their integration in the evolution of the basin. // Mineralium Deposita. 2009. Vol. 44., Nu. 1. P. 41-59.
5. Шумилин М.В. Урановые месторождения «несогласия». Перспективы открытия в России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2011. № 5. С. 70-75.

THE MULTI-STAGE DEPOSITION OF URANIUM AS A POSSIBLE MECHANISM FOR THE FORMATION OF A UNIQUELY RICH ORES OF THE UNCONFORMITY TYPE DEPOSITS

Pek A.A., Malkovsky V.I.

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS, Moscow, pek@igem.ru

Formation of the uniquely rich ores of the unconformity-type uranium deposits can be explained by the multi-stage deposition of uranium as a result of the periodically renewed thermoconvective circulation of the ore-forming solutions.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОВЕДЕНИЯ УРАНА В НАДКРИТИЧЕСКИХ ФТОРИДНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ

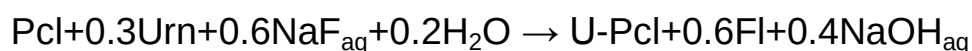
¹**Редькин А.Ф.**, ²**Можчиль Р.Н.**

¹Институт экспериментальной минералогии РАН (ИЭМ РАН),
Черноголовка, redkin@iem.ac.ru

²Институт физики твердого тела РАН (ИФТТ РАН), Черноголовка,
mr_mozhchil@mail.ru

Фторидные растворы рассматриваются как потенциальные среды для переноса урана, редких и рассеянных элементов. Особый интерес представляют растворы, содержащие фторид натрия и физико-химические условия характерные для магматических процессов. Есть мнение, что донасыщенные кислые магматические расплавы, в результате длительной эволюции привели к образованию редкометальных гранитов и были источником рудного вещества. Экспериментальные исследования призваны определиться с составами растворов, в которых рудные компоненты (минералы) имеют достаточную растворимость для их миграции в зоны рудоотложения.

Исследование поведения урана проводилось в водных растворах NaF-HF при 800°C, 200 МПа, Co-CoO буфере. Твердыми фазами служили уранинит и уран-пирохлор. Уранинит состава $UO_{2.03}$ получен восстановлением водородом U_3O_8 при 500°C, 100 МПа в 0.1 mHCl, в условиях Ni-NiO буфера. Уран-пирохлор (U-Pcl), $(Na_{1.2}Ca_{0.4}U_{0.3})Nb_2O_{6.4}F_{0.4}$, получен гидротермальным синтезом путем замещения Ca^{2+} в кубическом полиэдре пирохлора на U^{4+} и Na^+ согласно реакции:



Синтез проводили при 800°C, 200 МПа, Co-CoO буфере, в 1 mNaF растворе, насыщенном уранинитом (Urn). Состав полученного U-Pcl в пределах ошибки метода (электронный микроскоп) соответствовал составу пирохлора, описанному ранее [Redkin, Velichkin, 2013].

Результаты анализа растворов на U и Nb в опытах по растворимости U-Pcl и Urn в растворах NaF представлены на Рис. 1. В области жидкостной несмеси системы NaF-H₂O одновременно сосуществуют два раствора (флюида) L₁ и L₂ разной плотности, соотношение которых зависит от валовой концентрации NaF. Концентрации насыщения L₁ фазы ураном $C_U(L_1)$ и ниобием $C_{Nb}(L_1)$ выше, чем $C_U(L_2)$ и ниобием $C_{Nb}(L_2)$ L₂ фазы. Соответственно,

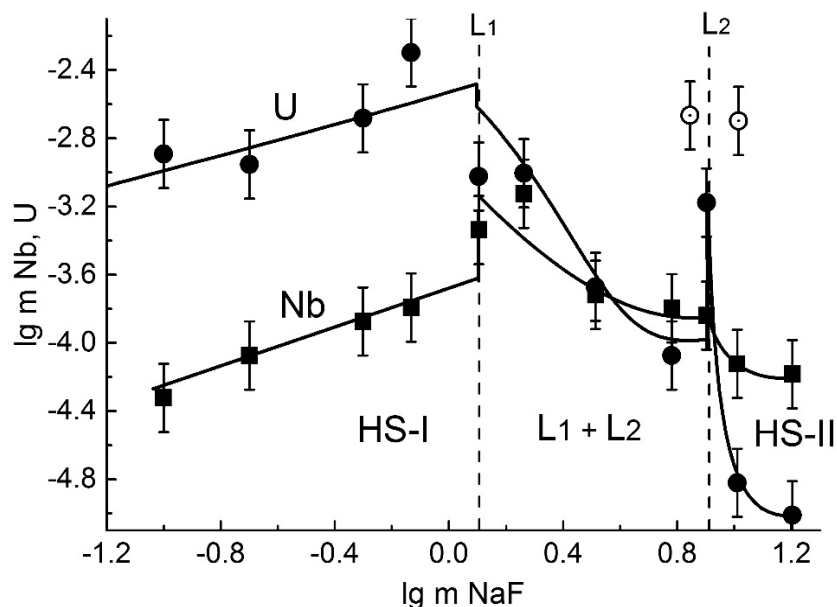


Рис. 1. Влияние $m\text{NaF}$ на $m\text{Ta}$ и $m\text{U}$ во фторидных растворах, равновесных с U-Pcl , Urn , Fl при 800°C и 200 МПа по экспериментальным и расчетным данным. Условные обозначения: квадратные символы – результаты ICP-MS анализов, линии – результаты термодинамических расчетов; HS-I и HS-II – гомогенные растворы низких и высоких концентраций NaF ; $L_1 + L_2$ – область несмесимости флюидных фаз.

кажущаяся растворимость Urn и U-Pcl в области $L_1 + L_2$ имеет обратную зависимость от концентрации NaF . Заметим, что линейный характер зависимости кажущейся растворимости (содержания) ниобия и урана от массовой концентрации NaF в системе, содержащей уран, нарушается, т.к. в области флюидной несмесимости $L_1 + L_2$ в закалочных продуктах опытов наблюдается образование двойной соли фторидов натрия и урана (NUF). Взаимодействие Urn с фторидом натрия вызывало заметное изменение соотношения NaF/NaOH в растворе, в результате чего могли измениться границы флюидной несмесимости, отмеченные на рис. 1 для системы $\text{NaF-H}_2\text{O}$ для указанных параметров пунктирными линиями. Фактически, вместо двойной солевой системы $\text{NaF-H}_2\text{O}$ мы получали тройную систему $\text{NaF-NaOH-H}_2\text{O}$.

В продуктах опытов, согласно рентгеновскому фазовому анализу имеются значимые количества уранинита (образец сравнения PDF 01-071-6416) и моногидрата двойной соли тетрафторида урана и фторида натрия $\text{Na}[\text{UF}_5] \cdot \text{H}_2\text{O}$ (ICDDPDF-4+: 01-073-9350) [Fisher&Szabó, 2004].

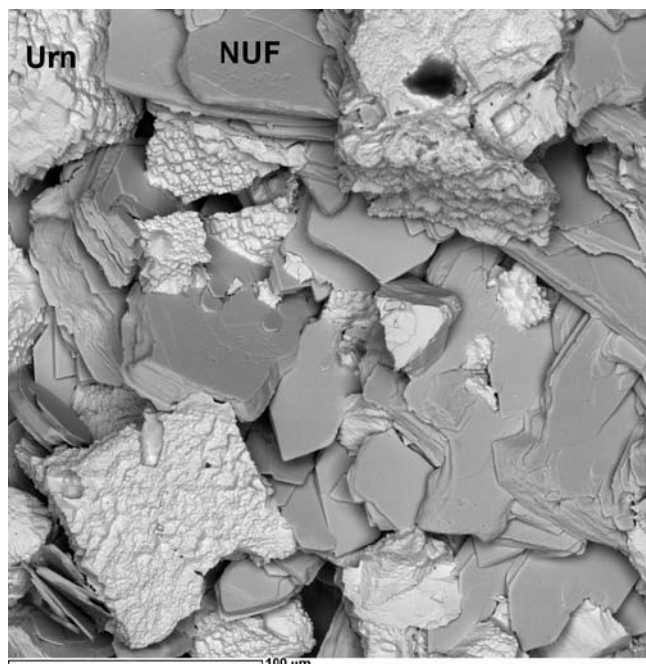


Рис. 2. Электронная фотография уранинита(Urn) и натрий уранил фторида (NUF) полученных в опытах по растворимости Urn при 800 °С, 200 МПа в растворе 1.0 mNaF + 0.3 mHF.

В продуктах опытов, наряду с черными кристаллами Urn, отмечены новообразованные пластинчатые кристаллы бирюзового цвета. На снимке продуктов опытов (Рис. 2), отснятом на электронном микроскопе, отчетливо видны корродированные кристаллы Urn и новообразованные сростки кристаллов натрий уранил фторида (NUF). Анализ поверхностного слоя NUF на электронном микроскопе показал дефицит Na по сравнению с идеальной формулой $\text{Na}[\text{UF}_5] \cdot \text{H}_2\text{O}$. Самые низкие концентрации Na отмечаются в пробах, сделанных в точке, тогда как сканирование поверхности приводило к более высоким содержаниям натрия. Очевидно, что в процессе анализа, происходит нагрев зоны возбуждения NUF и миграция ионов натрия и (или) молекул NaF из горячей зоны в холодную зону.

Согласно анализу, сделанному методом РФЭС (XPS), продукты опытов представлены преимущественно соединениями U^{4+} с энергиями связи $\text{U}4f_{7/2}$ 381.1 и 382.5 эВ, отвечающими состояниям U^{4+} в соединениях типа UO_2 и UF_4 , (в том числе и NaUF_5), соответственно [Schindler et al., 2009; Ilton & Bagus, 2011]. Область анализа, по-видимому, захватывает как уранинит, так и новообразованную фазу NAU. Математическое разложение спектра области $\text{U}4f$ для исследуемого образца показало, что количество урана U^{4+} в оксидном состоянии около 26% в то время как фторидное состояние (или возможное оксидное 5 валентное

состояние урана) составляет 74 %. Разложение спектра области O1s в интервале 525-535 эВ показало наличие как минимум двух состояний кислорода. Линия кислорода при энергии связи 531,4 эВ характерна для адсорбированных соединений (в том числе поверхностных загрязнений), а линия при 529,7 эВ характерна для оксидов, относительные содержания которых 42 и 58 %, соответственно.

Бинарное соединение NaUF_4 при 800°C должно быть представлено расплавом [Barton et al., 1958]. Если предположить, что в ампулах, содержащих 10 мг UO_2 и 0.15 мл раствора 1.0 м NaF + 0.3 м HF , в режиме опыта происходило образование UF_4 , и в системе $\text{NaF-UF}_4\text{-H}_2\text{O}$ происходило плавление, то состав расплава мог сильно варьировать. Маловероятно, что в течение 3 минут, а именно столько времени нужно для охлаждения реактора с реакционной ампулой до комнатной температуры, происходила кристаллизация расплава с образованием NUF , фиксированного состава, безводного NaUF_5 или кристалл-гидрата $\text{Na[UF}_5\text{]}\cdot\text{H}_2\text{O}$. Таким образом, на поверхности уранинита $\text{UO}_{2.0}$ находящегося в растворе фторида натрия существовал расплав, в котором мольное отношение NaF/UF_4 было в пределах от 7/6 до 1/2.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ.

Литература

1. Redkin A.F., Velichkin V.I. Uranium fluorides in hydrothermal-magmatic systems // Dokl. Earth Sciences. 2013. 450 (1). 544–547.
2. Fisher A., Szabó Z. Sodium penta-fluoro-uranate(IV) monohydrate, $\text{Na[UF}_5\text{]}\cdot\text{H}_2\text{O}$ // Acta Crystallographica. Sec. E. 2004. 30 (3). i45-i46.
3. Schindler M., Hawthorne F.C., Freund M.S., Burns P.C. XPS spectra of uranyl minerals and synthetic uranyl compounds. I: The U 4f spectrum // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. 73. 2471–2487.
4. Ilton E.S., Bagus P.S. XPS determination of uranium oxidation states // Surf. Interface Anal. 2011. 43. 1549–1560.
5. Barton C.J., Friedman H.A., Grimes W.R., Insley H., Moore R.E., Thoma R.E. Phase Equilibria in the Alkali Fluoride – Uranium Tetrafluoride Fused Salt Systems: 1. The Systems LiF-UF_4 and NaF-UF_4 // J. Am. Ceram. Soc. 1958. 41. 63–69.

STUDY OF URANIUM BEHAVIOR IN SUPERCRITICAL FLUORIDE HYDROTHERMAL SOLUTIONS

¹Redkin A.F., ²Mozhchil R.N.

¹Institute of experimental mineralogy (IEM) RAS, Chernogolovka, redkin@iem.ac.ru

²Institute of Solid State Physics (ISSP) RAS, Chernogolovka

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТЕПЛА В СУБПОВЕРХНОСТНЫХ СЛОЯХ ЯДРА КОМЕТЫ 67P/Чурюмова-Герасименко

Русол А.В., Дорофеева В.А.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского
РАН, Москва fermata@inbox.ru

Проведенные в последнее время исследования показали, что вещество кометных ядер гетерогенно по составу, а газовыделение происходит не со всей поверхности, а из локальных активных депрессий глубиной первые сотни метров, находящихся в регионах максимально освещенных Солнцем. Поэтому, экспериментально измеряемый химический состав кометной комы реально отражает состав лишь ограниченного объема вещества ее ядра. Адекватная интерпретация экспериментальных данных требует изучения термических условий в ядре не только в зависимости от суточного вращения, но и от его положения на орбите относительно Солнца. Для этого была построена модель, описывающая процесс распространения тепла в субповерхностных слоях кометных ядер. В качестве ограничения использована разработанная ранее модель освещенности, учитывающая топологическую форму ядра, положение на орбите и суточное вращение. Высокая пористость вещества обуславливает малую глубину прогрева слоя по сравнению с характерными размерами ядра, что позволило ограничиться одномерной постановкой задачи. Предложенная модель была применена к условиям кометы 67P в ее суточном и орбитальном движении в течение 20 оборотов вокруг Солнца. Результаты распределения тепла в субповерхностных слоях некоторых точек региона МА'АТ ядра 67P, полученные для 20-ти оборотов по орбите, представлены в данной работе.

Предпосылки и описание модели.

Необходимым его этапом исследования физических и химических процессов, происходящих в субповерхностных областях ядер комет, а также в газопылевых структурах, их окружающих, является создание модели распространения тепла, которая учитывает сложную топологическую форму поверхности, суточное вращение и положение на орбите. В работе [Маров и др. 1987] была предложена математическая постановка и граничные условия, выражающие баланс тепловой энергии на поверхности, учитывающая широкий набор данных, таких как бондовское и

инфракрасное альbedo поверхности ядра, эффективная оптическая толщина комы, скорость сублимации частиц с поверхности и т.п.

Однако отсутствие наблюдательных данных заставляет проводить моделирование по более простой схеме учета баланса энергии на поверхности. Определение зависимостей температуры участков кометного ядра от поступающего к поверхности потока солнечного излучения, с учетом положения на орбите, ориентации оси собственного вращения и времени суток ядра было проведено в работах [Русол, Дорофеева 2015; Русол, Дорофеева 2016].

В силу отсутствия достоверных данных необходимых для корректного учета всех действующих факторов в настоящей работе принята упрощенная постановка задачи о распространении тепла в субповерхностных слоях кометного ядра, которая, однако, не нарушает общности и целостности полученных результатов. Во-первых, учитывая отсутствие у ядра кометы 67P/Чурюмова-Герасименко было принята одномерная формулировка уравнения в декартовых координатах

$$c\rho \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}, \quad t \geq 0, \quad 0 \leq x \leq L \quad (2)$$

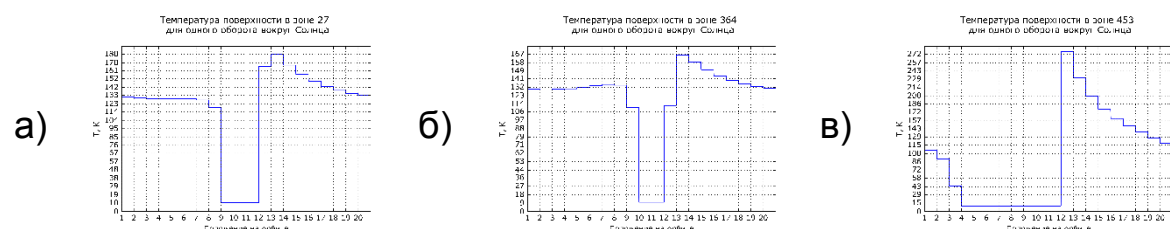
Во-вторых, принята более простая постановка граничных условий

$$\left. \frac{\partial T}{\partial x} \right|_{x=0} = T_{surf} \quad \text{и} \quad \left. \frac{\partial T}{\partial x} \right|_{x=L} = 0 \quad (3)$$

где T_{surf} – температура поверхности, определенная в работе [Маров и др. 2017] из упрощенного условия баланса энергии на поверхности $\sigma_B T^4 S_{el} = (1 - A) S_{el} W_R \cos \alpha$; W_R – энергия солнечного излучения, приходящаяся на единицу поверхности на гелиоцентрическом расстоянии R ; A – оптическое альbedo ядра; S_{el} – площадь элемента поверхности; α – угол между внешней нормалью к элементу поверхности и направлением на Солнце. Теплофизические характеристики вещества ядра кометы определяются как свойства каменно-ледяной пористой композиции [Черемской П.Г. и др., 1990]. Для численного решения задачи (2) с граничными условиями (3) было реализована неявная конечно-разностная схема.

На рисунке 1 представлены характерные положения ядра кометы 67P во время движения по орбите (а) и участки региона МА'АТ, в которых проводилось моделирование распространения тепла в субповерхностных слоях (б). Для проведения численного моделирования были выбраны несколько участков в регионе МА'АТ ядра кометы 67P. Выбор участков продиктован необходимостью исследовать тепловую эволюцию вещества кометного ядра при

различных условиях освещенности. По данным наблюдений миссии РОЗЕТА, на участках 27 и 364 происходила высокая «джетовая» активность не только при нахождении в перигелии, но и на до- и пост- перигелийных участках орбиты.



Результаты численного моделирования.

Для всех рассматриваемых участков моделирования принято начальное распределение температур в виде равномерного по глубине уровня температур в 10^0K . Теплофизические свойства вещества, для всех участков, приняты не зависящими от температуры и рассчитывались как свойства пористой каменно-ледяной композиции. Рассмотрим подробнее результаты численного моделирования тепловой эволюции вещества кометного ядра.

Участок 27 (рис. 1 б). Как видно из рисунка 2а на участке 27 региона МА'АТ большую часть движения по орбите занимает «день» с максимальной температурой около 180^0K .

Особенности тепло-физических свойств пористой каменно-ледяной композиции приводят к тому, что по мере прохождения орбиты в субповерхностном слое ядра кометы 67P образуется зона накопления тепловой энергии, глубиной до 7-8 метров. Причем максимум температур около $103\text{-}104^0\text{K}$ находится на глубине $\sim 0.25\text{-}0.5$ метра (рис. 3а).

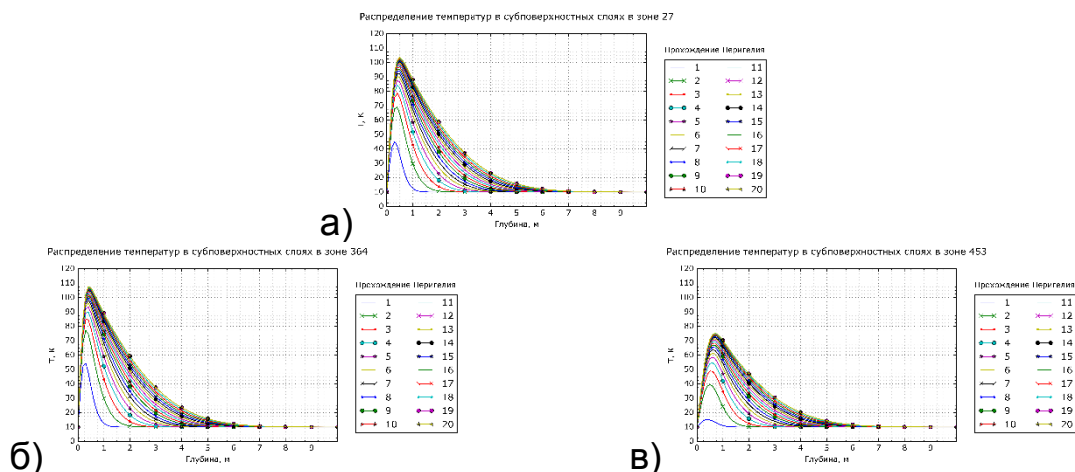


Рис. 3. Распределение температур на участках 27, 364 и 453 региона МА'АТ для 20 оборотов

Участок 364 (рис. 1 б). Как видно из рисунка 2б на участке 364, также как и на участке 27, региона МА'АТ большую часть движения по орбите занимает «день» с максимальной температурой около 166°K .

По мере прохождения орбиты в субповерхностном слое ядра кометы 67Р образуется зона накопления тепловой энергии с такими же характерными особенностями как у участка 27, но максимум температур около $106\text{--}107^{\circ}\text{K}$ (рис. 3б).

Участок 453 (рис. 1 б). Как видно из рисунка 2в на участке 453 региона МА'АТ наблюдается максимальная температура около 275°K . Однако большую часть движения по орбите занимает «ночь».

Особенности изменения температуры при движении по орбите, а также теплофизических свойств пористой каменно-ледяной композиции приводят к тому, что максимум температуры достигает только $75\text{--}76^{\circ}\text{K}$, в отличие от участков 27 и 364, хотя зона накопления тепловой энергии по-прежнему достигает глубин до 7-8 метров и максимум температур находится на глубине $\sim 0.25\text{--}0.5$ метра (рис. 3в).

Закключение.

Полученные результаты показывают по мере движения ядра кометы 67Р по орбите накопленной в субповерхностных слоях тепловой энергии достаточно для обеспечения высокой «джетовой» активности на до- и пост- перигелийных участках. Существенным фактором эффективности накопления энергии оказывается не только высокая пористость вещества ядра, но и характер распределения «дня» и «ночи» при движении по орбите. При этом максимальные температуры не так существенны. В точках 27 и 364 наблюдается накопление тепловой энергии с максимальной

температурой 103 и 108 °K, а в точке 453 – 74 °K. Это объясняет высокую активность областей, содержащих точки 27 и 364 по данным миссии РОЗЕТА.

Работа частично поддержана Программой №7 Президиума РАН.

Литература

Маров М.Я., Колесниченко А.В., Скоров Ю.В. 1987. Тепловая и фотометрическая модель ядра кометы // Астрон. вестн. Т. 21. № 1. С. 47.

Маров М.Я., Русол А.В., Дорофеева В.А. 2017. Трехмерная модель освещенности кометных ядер: на примере ядра кометы 67P/Чурюмова-Герасименко // Доклады АН, Т. 474, № 1, с. 41 – 45

Русол А.В., Дорофеева В.А. 2015. Моделирование процесса тепловой эволюции ядер комет: на примере кометы 67P/Чурюмова–Герасименко. В сб.: Всероссийский ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. ВЕСЭМПГ- 2015, с. 317 – 323.

Русол А.В., Дорофеева В.А. 2016. Термическая модель поверхности кометы: на примере ядра кометы 67P/Чурюмова–Герасименко. В сб.: Всероссийский ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. ВЕСЭМПГ- 2016.

Черемской П.Г. и др. 1990. Поры в твердом теле. - М.:Энергоатомиздат

PROPAGATION OF HEAT IN SUBSURFACE LAYERS OF THE NUCLEUS OF THE COMET 67P/Churyumov-Gerasimenko

Rusol A.V., Dorofeeva V.A.

V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow fermata@inbox.ru

Abstract. The goal of this paper is to construct a numerical model of propagation of heat in the subsurface layers of a cometary nucleus that allows the nonuniformity of temperature distribution to be investigated. The paper presents a 1D thermal model of the porous ice-rock body. The results of numerical simulation of heat propagation in the subsurface layers of some points the MA'AT region of the 67P core, obtained for the 20 orbital cycles (close to 130 years), are presented in this paper.

РАСТВОРИМОСТЬ ЗОЛОТА В ВОССТАНОВЛЕННОМ УГЛЕКИСЛОМ ФЛЮИДЕ

¹**Симакин А.Г.**, ¹**Салова Т.П.**, ²**Габитов Р.**

¹Институт экспериментальной минералогии РАН, ИЭМ
РАН, simskin@iem.ac.ru

²Department Geosciences at Mississippi State University,
rg850@msstate.edu

Ранее нами было установлено, что безводный флюид состава CO-CO₂, образующийся при разложении сидерита при температуре около 1000°C и давлении 2 кбар, характеризуется летучестью кислорода, около, Wu-Mt буфера и растворяет в значительных количествах платину [Simakin et al., 2016]. При продолжении экспериментов с восстановленным углекислым флюидом, нами была установлена существенная растворимость в нем золота.

Опыты проводились по двухампульной методике в золотых ампулах: в малой ампуле помещался источник CO-CO₂, а в большой - размещалось стекло - ловушка. После эксперимента стекло - ловушка было проанализировано Р.Габитовым методом LA-ICPMS на золото, серу и ряд других элементов в США. В силу большой реакционной способности изучаемого флюида во всех экспериментах произошла эрозия стенок ампулы и аварийное окончание опыта. В результате распределение золота в стекле получилось очень неоднородным. Также было отмечено, что содержание золота связано с падением содержания серы в стекле (на 80 ppm). Сера удаляется при реакции с CO с образованием COS. Таким образом, те участки, которые содержат исходное содержание серы, не содержат золота, поскольку реакции с флюидом не произошло. Среднее содержание золота во флюиде, предварительно, можно оценить в 200 ppm. При введении серы в состав флюида получены данные с меньшим разбросом содержаний (4.3 ± 1.6 ppm) Au в стекле, что отвечает содержанию золота в серосодержащем флюиде около 30 ppm. Стекло обогатилось серой, примерно, на 250-300 ppm.

Если при растворимости платины предполагается образование карбониллов (Pt(CO)₂ или Pt(CO)₄), то объяснить растворимость золота в настоящее время не представляется возможным. Вместе с тем, полученные данные согласуются с когерентным поведением

платины и золота в малосульфидных месторождениях и их совместная встречаемость среди вулканических аэрозолей при извержении вулкана Толбачик(2012-2013г.).

Литература

Simakin A.G., T. P. Salova, R. I. Gabitov and S. I. Isaenko (2016) Dry CO₂–CO fluid as an important potential deep Earth solvent. *Geofluids*, 16, 1043–1057.

SOLUBILITY OF Au IN THE REDUCED CARBONIC FLUID

¹**Simakin A.G.**, ¹**Salova T.P.**, ²**Gabitov R.**

¹Institute of Experimental Mineralogy, RAS, IEM

RAS, simskin@iem.ac.ru

²Department Geosciences at Mississippi State University,

rg850@msstate.edu

Experiments at T=1000°C and P=2 kbar demonstrate significant Au solubility of about 200 ppm in the reduced carbonic fluid of CO-CO₂ composition. Addition of sulfur to this dry fluid leads to the decreasing of Au content in the fluid to approximately 30 ppm. Due to the high reactivity of the fluid in all experiments Au capsules were eroded and leaked therefore our data are preliminary and equilibrium solubilities can be higher.

ДОКАЗАТЕЛЬСТВА КОНТАМИНАЦИИ И СМЕШЕНИЯ МАГМ:
ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ОЛИВИНЕ
ДУНИТОВ МАССИВА УИТКОМСТ, ЮАР

¹Соловова И.П., ¹Юдовская М.А., ²Зиновьева Н.Г.

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ), Москва, Старомонетный 35,
solovova@igem.ru

²Геологический факультет МГУ им. Ломоносова

Проблемы генезиса базит-ультрабазитовых магматических расслоенных комплексов, составы первичных магм и их минерализации являются актуальными как в плане фундаментальной науки, так и в прикладных целях, так как лежат в основе концепций поисков оруденения платиноидно-медно-никелевым, хромитовым и оксидным титан-ванадиевым месторождений. Однако, несмотря на многолетнее изучение комплексов, многие вопросы их генезиса остаются спорными или дискуссионными. Исследователями были высказаны предположения об участии различных процессов в формировании современного облика массивов, таких как пульсирующее многократное поступление расплавов в камеру, смешение магм контрастного состава, их контаминация коровым материалом, кумулятивные процессы, метасоматоз и поздние процессы вторичных изменений. Все эти процессы могли найти отражение в поэтапном захвате вкрапленниками микровключений. Бушвельдский комплекс является одним из древнейших расслоенных комплексов (2050 млн. лет) и составляет фрагмент более крупной Бушвельдской изверженной провинции. Эта провинция включает изучаемый нами сателлитный комплекс Уиткомст. Для работы были отобраны пробы из керна скважины LM6 в интервале глубин от 628.6 до 665 метров, пробуренной на месте максимальной толщины силла на глубину 1100 м. Установлено, что преобладающим минералом ультрамафитов является оливин двух генераций: крупнозернистые (до 3 мм) вкрапленники (Ol I) и зерна овальной формы размером не более 500 мкм (Ol II), цементируемые орто- и клинопироксеном, что определяет пойкилитовую структуру. Редко встречающиеся первичные расплавные включения, согласно проведенным высокотемпературным исследованиям, были захвачены кумулюсным оливином I при температуре несколько выше

1430°C и характеризуются высокими концентрациями MgO (до 17.5 мас.%) и суммарных щелочей (до 5 мас.%). Отмечается низкое содержание CaO, не более 3.5 мас.%. При SiO₂ 53-55% расплавы могут рассматриваться как высокомагнезиальные андезито-базальтовые.

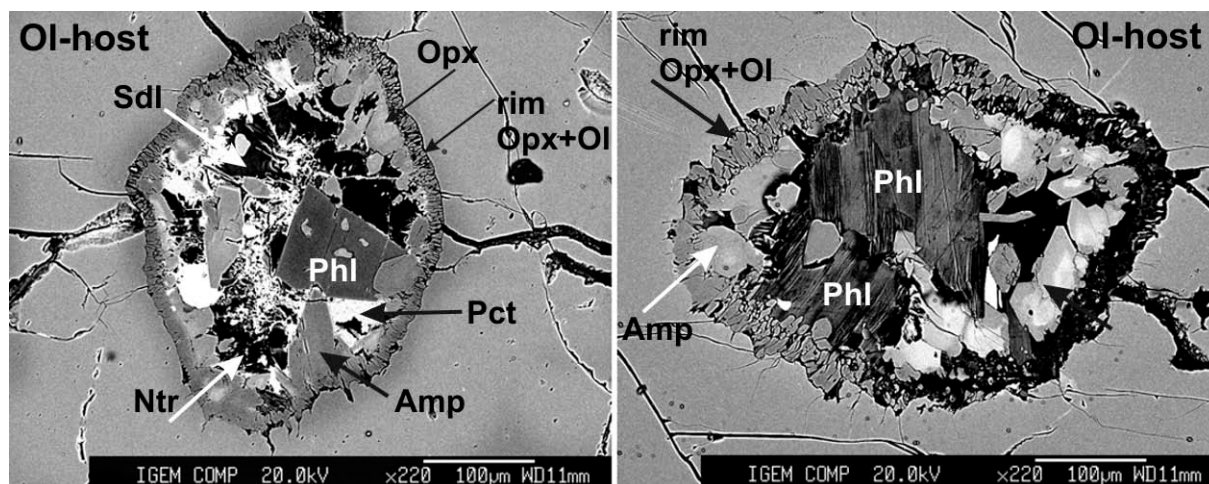


Рисунок. Изображение секреций в обратных электронах (BSE) при работе на электронном микрозонде. Ol-host – оливин-хозяин, Оpx – ортопироксен, Phl – флогопит, Amp – амфибол (паргасит), Pct – пектолит, Sdl – содалит, Ntr – натролит.

В этих же оливинах присутствуют поликристаллические образования, по структурным признакам названные секрециями. Их размер соизмерим с размером оливина-хозяина, например в 2-ух миллиметровом оливине секреция может достигать 1.3 мм, что не характерно для расплавных включений в минералах. Подобные включения характеризуются специфической структурой. На границе с оливином всегда наблюдается столбчатая кайма, сложенная проращением мелкокристаллических ортопироксена и оливина (см. рисунок). На нее нарастают идиоморфные кристаллы амфибола и, реже, ортопироксена. Амфибол с высокой концентрацией CaO отвечает паргаситу, ядра обогащены TiO₂. Внутренняя полость заполнена зональным по соотношению Na/K и TiO₂ флогопитом и, в меньшем количестве, ксеноморфными выделениями пектолита, содалита, натролита. В секрециях также были проанализированы Cl-содержащий алюмосиликат (до 5 мас.% Cl). К поздним акцессорным минералам относятся Cl-апатит (до 4 мас.% Cl),

сульфиды (пентландит, халькопирит) и Cu+Ni самородный сплав. Видимые соотношения фаз, выходящих на поверхность шлифа, сильно варьируют, однако оцененный по составам и соотношениям фаз в 10 секрециях средний состав в целом характеризуется высокими концентрациями MgO (19 мас.%), Na₂O (4.5%), K₂O (3.5 мас.%) и H₂O (4 мас.%). По сравнению с первичным расплавом включений в ликвидусном оливине ультрамафитов концентрация CaO очень высока (6 мас.%) Более того, в двух случаях в секрециях был определен карбонат. Поскольку секреции никогда не встречаются в оливинах пойкилобластовых структур, можно предположить, что внедрение магм секреций происходило до их формирования при температуре около 1090-1100°C. Таким образом, поступающий в магматическую систему расплав был обогащен летучими компонентами и щелочами, а повышенное содержание CaO свидетельствует о его контаминации коровым карбонатным веществом. С другой стороны, наследование высокой магнезиальности поступающим в магматическую систему расплава говорит о его смешении с первичной магмой.

Благодарность

Аналитические данные были получены на кафедре петрологии, Геологический факультет МГУ, при помощи Superprobe JEOL JXA-8230, приобретенного за счет средств «Программы развития Московского университета».

EVIDENCE OF CONTAMINATION AND MIXING OF MAGMA: HYDROTHERMAL-MAGMATIC INCLUSIONS IN THE OLIVINE OF THE DUNITES OF THE MASSIVE

¹Solovova I., ¹Yudovskaya M., ²Zinov'eva N.

¹Institute of Geology of Ore Deposits (IGEM) of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

²Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology

Primary melt and polycrystalline inclusions was studied in olivine of ultramafic complex Uitkomst. The existence of two groups of melt was proved: high- magnesia at temperatures above 1430°C and high-alkaline water-saturated at temperatures from 1100°C and below.

НАКОПЛЕНИЕ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ В УСЛОВИЯХ НЕСТАЦИОНАРНОГО ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В МОРСКОМ ДНЕ

Суетнова Е.И.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия.

Elena_suetnova@mail.ru

К настоящему времени в окраинных бассейнах морей и океанов геофизическими исследованиями обнаружено большое количество площадей поддонных скоплений газовых гидратов расположенных под поверхностью дна в интервале глубин, где выполняются условия термобарической стабильности гидратов. Гидраты аккумулируются в морском дне из термогенного и биогенного газа, поставляемого в зону их стабильности диффузией или фильтрацией газонасыщенного флюида или газа. Для стабильности газовых гидратов в морском дне необходимо не только поддержание термобарических условий их стабильности но и соблюдение условий локального термодинамического равновесия с газом или газонасыщенным флюидом в области локализации гидратного скопления. Если гидратообразующего газа или воды недостаточно для соблюдения этого равновесия, то гидрат будет разлагаться, а в обратном случае из избытка газа образуется гидрат. Этот процесс считается основным механизмом образования газовых гидратов в морском дне. При поступлении газонасыщенного флюида в зону стабильности газовых гидратов из раствора экстрагируется количество газа, превышающее значение равновесной растворимости газа в присутствии гидрата для локальных значений температуры и давления и образует гидрат. Так как равновесная растворимость газа в присутствии гидрата уменьшается с уменьшением давления и температуры [Davie, Zatsepina, Buffet, 2004] то фильтрация газонасыщенного флюида к поверхности дна обеспечивает накопление газовых гидратов во всем интервале их стабильности если на нижней границе этого интервала концентрация газа в флюиде превышала или была равна равновесной. Результирующее количество гидрата зависит от скорости поступления газонасыщенного флюида в зону термобарической стабильности гидратов в морском дне. Из вышесказанного следует, что процесс накопления газовых гидратов под поверхностью морского дна является, в общем случае, нестационарным, зависящим от стационарности или изменчивости геофизических и гидродинамических условий. В данной работе рассматривается процесс накопления газовых гидратов в зонах подводных грязевых вулканов как пример такой нестационарности.

В зонах подводных грязевых вулканов известны находки газовых гидратов и их геофизических признаков. Известен ряд находок значительных скоплений гидратов в зонах разгрузки коровых флюидов в окрестностях подводных грязевых вулканов [Mazurenko et al., 2002; Tinivella, Giustiniani, 2007]. Можно предположить, что скорости фильтрации в этих зонах существенно превышают скорости, обусловленные процессом уплотнения осадков, что указывает на то, что скорость фильтрации к поверхности дна в окрестностях газовых вулканов обусловлена гидродинамическими условиями определяемыми процессами грязевого вулканизма, наиболее вероятно, фильтрацией газонасыщенного флюида над питающим резервуаром грязевого вулкана в окрестности грязевого канала в области низких температур. Скорость разгрузки (высачивания) коровых флюидов достигает метров в год в окрестностях грязевых вулканов. При извержении грязевого вулкана происходит реструктуризация пор в осадках в зоне вулкана и начинается новая фаза процесса фильтрации в осадках над питающим резервуаром. Из современных представлений о грязевых вулканах следует, что питающий резервуар грязевого вулкана расположен в глубине осадков и представляет собой линзовидное тело, сложенное глинами (реже – песками), разжиженными гомогенизированными газо-водными флюидами (водой, нефтью, газами разного состава), часто с большим количеством твердых обломков вмещающих пород, в котором поддерживается аномально высокое давление. [Холодов, 2012].

Математическое моделирование процессов накопления газовых гидратов в зонах глубоководных грязевых вулканов, с использованием имеющихся к настоящему времени данных геофизических исследований в этих зонах, может дать оценку возможной гидратонасыщенности и прогноз её количественной эволюции

Разработанная модель описывает фильтрацию газонасыщенного флюида от грязевого резервуара в толще осадков к поверхности дна и осаждение газовых гидратов в зоне их термобарической стабильности под поверхностью дна в зоне грязевого вулкана [Суетнова 2016]. Такой цикл фильтрации может существовать во время между извержениями грязевого вулкана. Система уравнений, описывающая этот процесс, состоит из уравнений в частных производных, описывающих процесс фильтрации поддонного флюида над питающим резервуаром (уравнение Дарси) (1), и уравнений неразрывности насыщающего флюида (2) и сохранения газа с условием термодинамического равновесия гидрат-газонасыщенный флюид (3), с соответствующими граничными

условиями. Система управляющих уравнений также включает замыкающее соотношение для зависимости пористости от давления (4), и уравнение теплопроводности (5), для локализации положения зоны стабильности газовых гидратов в осадках [Суетнова 2016].

Проведенные серии модельных расчетов показали, что скорость гидратонакопления зависит от гидродинамических свойств осадков над питающим резервуаром, их пористости и от температурного градиента в осадках и давления в резервуаре питания и его глубины от поверхности, физических свойств осадков, внешнего давления (глубины дна). Показано, что время достижения установившегося режима фильтрации между извержениями также зависит от этих параметров

Вычисления по представленной модели показывают, что характерное время выхода на установившийся режим после начала фильтрации при проницаемости $k_0=10^{-13}\text{м}^2$ и глубине питающего резервуара 500м. составляет 195312 сек и скорость фильтрации V (скорость Дарси) в этом случае будет $0.64 \cdot 10^{-6}\text{м/сек}$ и скорость накопления газовых гидратов составляет около 2.6% порового пространства за 10 лет. При большей глубине питающего резервуара увеличивается характерное время выхода течения на установившийся режим. Для глубины питающего резервуара $L=1000\text{м}$ это время составляет 781250 сек, и скорость фильтрации V (скорость Дарси) будет около $0.64 \cdot 10^{-6}\text{м/сек}$ и скорость накопления газовых гидратов составляет порядка 2.6 % порового пространства за 10 лет.

При других значениях проницаемости меняется не только время достижения установившегося течения, но и скорость фильтрации, что сказывается на скорости накопления газовых гидратов.

Такая скорость гидратонакопления на порядки превышает скорости гидратонакопления в пассивных континентальных окраинах где гидратонасыщенность составляет только первые проценты и скорости гидратонакопления оцениваются как $\approx 1\%$ в 10^5 лет [Davie, Zatsepina, Buffet 2004]. Таким образом, моделирование показало, что скорость накопления гидратов, ассоциированных с подводными грязевыми вулканами, которую может обеспечить нестационарный процесс фильтрация газонасыщенного порового флюида над резервуаром питания грязевого вулкана между извержениями, достаточна для накопления значительных объемов газовых гидратов за время между извержениями вулкана.

Литература

1. Суетнова Е.И. Аккумуляция газовых гидратов в окрестности подводных грязевых вулканов // Геофизические исследования. 2016. Т.17. №4. С.39-48.
2. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис // Литология и полезные ископаемые. 2012. N 3. С.227-241.
3. Mazurenko V. A. Soloviev · I. Belenkaya et al. Mud volcano gas hydrates in the Gulf of Cadiz // Terra Nova. 2002. 14(5). P. 321–329.
4. Tinivella U and M Giustiniani. An Overview of Mud Volcanoes Associated to Gas Hydrate System.
<http://dx.doi.org/10.5772/51270>. 2007.
5. Davie M.K., Zatsepina O.Ye., Buffet B.A. Methane solubility in marine hydrate environments // Marine Geology. 2004. V. 203. P.177–184.

GAS HYDRATE ACCUMULATION UNDER THE CONDITION OF NONSTATIONARY HYDRODYNAMIC REGIM BELOW SEA FLOOR

Suetnova E.I.

IFZ RAS , Moscow, Russia. Elena_suetnova@mail.ru

The model is developed to account a nonstationary process of gas hydrate accumulation in vicinity of marine mud volcano. The model shows that hydrate accumulation rate depends on hydrodynamic properties of sediments above mud source layer and upon porosity, thermal gradient, physical properties of sediments. Also hydrate accumulation rate depends on the depth of source layer and the pressure inside it. It is shown that a time to reach the steady state filtration depends on the same parameters.

РАДИОЦЕЗИЙ, ТЯЖЕЛЫЕ МЕТАЛЛЫ И МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В
ТУНДРОВЫХ ЛАНДШАФТАХ АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

**Усачева А.А., Величкин В.И., Мирошников А.Ю., Асадулин Эн.Э.,
Надъярных Г.И.**

Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва,
usacheva@list.ru

Целью проведенных исследований является анализ распределения ^{137}Cs , тяжелых металлов и микроэлементов в почвах, слагающих тундровые ландшафты Кольского полуострова. Объектами исследования стали восемь почвенно-геохимических катен, заложенных на четырех участках Кольского полуострова в районах расположения поселков Териберка (ТБ) и Дальние Зеленцы (ДЗ).

Удельная активность ^{137}Cs в почвенных и растительных пробах была измерена прямым γ -спектрометрическим методом с использованием полупроводникового Ge(Li)-детектора GEM-4519 (GLP-25300/13), оснащенного NaI(Tl)-детекторами 160×160 мм с колодцами 55×110 мм (аналитик Р.В.Соломенников, ИГЕМ РАН). Латеральное распределение радиоцезия в почве оценивали с помощью коэффициента латеральной дифференциации (L). Элементный состав почв и пород был определен рентген-флуоресцентным методом на вакуумном спектрометре PANalytical последовательного действия с дисперсией по длине волны (аналитик А.И. Якушев, ИГЕМ РАН). Содержание элементов в почвообразующих породах сравнивали с кларками литосферы А.П. Виноградова [Виноградов, 1962] и Н.А. Григорьева [Григорьев, 2009].

Было установлено, что латеральное распределение ^{137}Cs в тундровых ландшафтах носит контрастный характер (табл. 1, 2). Его минимальная плотность распределения в элементарном ландшафте составляют 29 Бк/м², а максимальная - 3286 Бк/м². В связи с тем, что цезий-137 является антропогенным радионуклидом и его выпадение неоднородно [Линник, 2008], отношение L максимального к L минимальному широко варьирует в пределах одной катены и может достигать 46 раз. В зональных альфегумусовых почвах арктического побережья Кольского полуострова, представленных подзолами и подбурами, (участок ДЗ, табл. 3) металлы рассеиваются преимущественно близко относительно кларка литосферы. По убыванию кларка рассеяния (КР) элементы выстраиваются в ряд: Zn, Cu, Ni, Cr (КР>4) > V, Rb, Y, Nb (1,8 – 2,6) > Th (1,4). Наиболее интенсивно из почв выносятся микроэлементы. Субкларковые содержания в почвах характерны для Ba, Sr и Pb. Остаточное накопление свойственно Zr как очень слабоподвижному элементу. Близость Баренцева моря определяет повышенные содержания Cl в исследованных почвах.

Сходный ряд по кларкам рассеяния выявлен в литоземах участка ТБ (табл. 5): Cr (КР=4,4) > Y, Cu, Rb (3,2 – 3,6) > V, Zn, Nb, Ni (2,0 – 2,7) > Ba, Th (1,3 – 1,5). Околокларковые содержания характерны для Zr, Sr, Pb. Обогащение почв выявлено только в отношении Cl. В менее кислых литоземах вынос подвижных соединений металлов замедлен по сравнению с альфегумусовыми почвами участка ДЗ, что проявляется в менее контрастной остаточной аккумуляции Zr.

В исследованных почвах вертикальное распределение содержаний металлов носит преимущественно элювиально-иллювиальный характер, в целом уменьшаясь с глубиной, или увеличивается, что отражает унаследованность состава почв от почвообразующих пород и свойственно альфегумусовым почвам. Исключение составляет лишь хлор.

Таким образом, в ходе проведенных исследований было установлено, что латеральное распределение ^{137}Cs в тундровых ландшафтах арктического побережья Кольского полуострова характеризуется высокой контрастностью. Области его максимального накопления приурочены как к автономным, так и к транзитным ландшафтам. Вертикальное распределение содержаний тяжелых металлов в почвах в одних случаях соответствует элювиально-иллювиальному типу, в других коррелируется с составом почвообразующих пород. В исследованных почвах большинство элементов рассеивается незначительно относительно кларка литосферы. Для Cl выявлено устойчивое поверхностно-аккумулятивное распределение, что подтверждает его аэрогенное поступление. Полученные результаты свидетельствуют о положительной геохимической устойчивости почвенного покрова тундровых ландшафтов арктического побережья Кольского полуострова при сохранении и снижении уровня радиационной нагрузки на них.

Таблица 1. Распределение коэффициентов латеральной дифференциации (L) и плотности распределения ^{137}Cs по тундровым катенам(участок ДЗ).

Катена ДЗ-1 (юго-западная экспозиция)					
элементарный ландшафт	А	ТЭА	ТЭ1	ТЭ2	ЭА
L	1	3,3	1,8	4,2	2,5
Плотность, Бк/м ²	641	2144	1125	2704	1600
Катена ДЗ-2 (северо-восточная экспозиция)					
элементарный ландшафт	А	ТЭ1	ТЭ2	ТСА	СА
L	1	0,3	0,3	0,3	0,9
Плотность, Бк/м ²	2620	813	889	811	727
Катена ДЗ-3 (юго-западная экспозиция)					
элементарный ландшафт	А	ТЭ1	ТЭ2	ТСА	СА
L	1	0,3	0,1	0,2	0,2
Плотность, Бк/м ²	3286	1107	373	626	727

А – автономный, ТЭ – трансэлювиальный, ЭА – элювиально-аккумулятивный
ТСА – трансупераквальный, СА – супераквальный.

Таблица 2. Распределение коэффициентов латеральной дифференциации (L) и плотности распределения цезия-137 по тундровым катенам (участок ТБ).

Катена ТБ-1 (северо-восточная экспозиция)						
элементарный ландшафт	A	ТЭ1	ТЭ2	ТЭ3	ТСА	СА
L	1	0,1	0,8	1	0,02	0,2
Плотность, Бк/м ²	1344	106	1026	1338	29	207
Катена ТБ-2 (юго-западная экспозиция)						
элементарный ландшафт	A	ТЭ1	ТЭ2	ТЭ3	ТСА	СА
L	1	1,1	1,2	1,4	0,4	0,2
Плотность, Бк/м ²	977	1117	1168	1360	373	207
Катена ТБ-3 (юго-западная экспозиция)						
элементарный ландшафт	A	ТЭ1	ТЭ2	-	ТСА	СА
L	1	1,1	0,7	-	0,7	0,2
Плотность, Бк/м ²	1309	1495	882	-	869	220

A – автономный, ТЭ – трансэлювиальный, ТСА – транссупераккумулятивный, СА – супераккумулятивный.

Таблица 3. Содержания тяжелых металлов и микроэлементов (мг/кг) в породах и почвах арктического побережья Кольского полуострова (участок ДЗ).

№ пробы	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	Th	Y	Nb	Pb	Cl
Почва - торфяно-подбур иллювиально-гумусовый, автономная позиция															
D310/3	24	29	<10	30	<10	15	59	319	100	407	8	21	11	20	1095
D310/4	14	26	<10	13	<10	10	63	333	132	490	12	16	14	13	956
D310/5	14	37	<10	<10	<10	12	66	327	214	568	10	19	12	14	549
D310/6	<10	38	<10	<10	<10	15	68	296	259	531	10	11	13	15	378
D310/7	26	87	<10	<10	<10	17	67	301	337	612	10	10	13	19	236
D310/8	22	70	<10	13	<10	30	65	334	523	576	18	18	14	22	188
D310/9	22	56	<10	13	<10	34	72	326	315	526	13	19	12	17	214
Почва - подзол иллювиально-железистый языковато турбированный, трансэлювиальная позиция															
D312/3	25	58	<10	<10	<10	<10	69	270	348	644	13	12	12	<10	270
D312/4	<10	50	<10	<10	<10	<10	65	280	237	608	8	7	10	<10	107
D312/5	25	55	<10	<10	<10	18	66	304	213	563	<5	17	11	16	110
D312/6	18	42	<10	10	<10	<10	75	317	191	550	10	11	16	13	724
Породы															
ДЗ-10/К	<10	28	<10	<10	<10	22	157	132	104	1177	<5	8	11	13	164
Кларк*	92**	121**	17	55	47	83	150	340	170	650	14	29	21	16	170

Здесь и далее: * по А.П. Виноградову [Виноградов, 1962]. ** по Н.А. Григорьеву [Григорьев, 2009]. Полужирным выделены значения кларков концентрации > 2.

Таблица 4. Содержания тяжелых металлов и микроэлементов (мг/кг) в породах и почвах арктического побережья Кольского полуострова (участок ТБ).

№ пробы	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	Th	Y	Nb	Pb	Cl
Почва - литозем серогумусовый, автономная позиция															
ТБ12/2	17	40	<10	19	<10	18	47	322	93	392	7	8	8	14	374
ТБ12/3	69	85	<10	26	<10	34	52	364	247	482	15	14	9	20	209
ТБ12/4	65	66	<10	28	<10	39	50	370	251	437	19	19	10	20	185
ТБ12/5	76	79	<10	32	<10	41	53	376	243	431	20	22	10	28	235
Почва - литозем грубогумусовый, трансэлювиальная позиция															
ТБ14/2	20	18	<10	81	13	47	39	344	25	325	11	0	7	369	1120
ТБ14/3	19	18	<10	24	<10	32	42	385	76	429	10	5	6	10	953
ТБ14/4	20	51	<10	<10	<10	16	44	335	168	472	9	8	9	<10	331
ТБ14/5	22	45	<10	<10	<10	17	46	304	210	498	11	7	10	17	176
Породы															
ТБ-12/К	<10	19	<10	<10	<10	17	100	246	37	897	<5	4	15	18	80
Кларк*	92**	121**	17	55	47	83	150	340	170	650	14	29	21	16	170

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований РАН №32, проект «Мониторинг радиационного влияния на ландшафтно-геохимические системы Арктического побережья Кольского полуострова».

Литература

1. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555—571.
2. Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2009, 381 с.
3. Линник В.Г. Ландшафтная дифференциация техногенных радионуклидов: геоинформационные системы и модели: дисс. докт. геогр. наук: 25.00.23.- Москва, 2008.- 270 с.

RADIOCAESIUM, HEAVY METALS AND TRACE ELEMENTS IN THE
TUNDRA LANDSCAPES OF THE ARCTIC COAST OF THE KOLSKY
PENINSULA

**Usacheva A.A., Miroshnikov A.Yu., Velichkin V.I., Asadulin En.E.,
Nadyarnyh G.I.**

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and
Geochemistry, Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Moscow
119017, Russia, usacheva@list.ru

It was established that the lateral distribution of ^{137}Cs in the tundra landscapes of the Arctic coast of the Kola Peninsula is characterized by high contrast. The areas of its maximum accumulation are confined to both autonomous and transit landscapes. The vertical distribution of heavy metal content in soils corresponds in some cases to the eluvial-illuvial type, in others it corresponds to the composition of the soil-forming rocks. In the investigated soils, most elements are scattered slightly relative to the clark of the lithosphere.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ВАРИАЦИИ СРЕДНЕЙ ЗА МИЛЛИОН ЛЕТ
ИНТЕНСИВНОСТИ ГКЛ ПО ДАННЫМ О СОДЕРЖАНИИ ^{26}Al В
ХОНДРИТАХ С ИЗВЕСТНЫМИ ОРБИТАМИ

Устинова Г.К., Алексеев В.А.

Институт геохимии и аналитической химии (ГЕОХИ) РАН, Москва,
ustinova@dubna.net.ru; aval37@chgn.net.ru;

Исследование космогенных радионуклидов в постоянно выпадающих на Землю каменных метеоритах (хондритах) открывает все новые уникальные возможности по изучению процессов в межпланетном пространстве и закономерностей пространственных и временных вариаций распределения космической радиации в трехмерной гелиосфере, обусловленных солнечной активностью. Дело в том, что содержания космогенных радионуклидов прямо пропорциональны интенсивности космических лучей при полете хондритов в межпланетном пространстве, и эти нуклиды являются, таким образом, естественными детекторами галактических космических лучей (ГКЛ) на разных расстояниях от Солнца и в разные периоды времени, в зависимости от времени падения хондрита и протяженности его орбиты [Лаврухина, Устинова, 1990; Алексеев, Устинова, 2006; Устинова, 2016; Ustinova, 2016]. Уникальность исследований обусловлена тем, что измерению доступны содержания космогенных радионуклидов с разными периодами полураспада $T_{1/2}$ от нескольких дней (или даже часов, в зависимости от быстроты доставки хондрита в лабораторию) до миллионов лет. Очевидно, что существенным фактором эффективности этих исследований является достаточно хорошо налаженная в последние годы сеть наблюдений и регистрации падающих болидов, что позволяет точно рассчитывать сфотографированные орбиты метеоритов. К настоящему времени насчитывается уже 26 хондритов с известными орбитами, начиная с Pribram (1959) и Lost City (1970) [Meteorite Orbits. info].

Проводимое нами последовательное изучение космогенных радионуклидов в 39 выпавших с 1959 года хондритах привело к мониторингу пространственных и временных вариаций ГКЛ в гелиосфере в течение уже 5 солнечных циклов и впервые выявило динамический характер и особенности солнечной модуляции ГКЛ на 2-4 а.е. внутренней гелиосферы (т.е. в пределах метеоритных орбит). Существует два фундаментальных свойства космогенных радионуклидов в хондритах, которые делают их незаменимыми уникальными инструментами изучения распределения и вариаций ГКЛ в Солнечной системе. Во-первых, измеряемые на момент падения содержания радионуклидов $H\tilde{r}_0$ накапливаются на

последнем участке орбиты хондритов перед их падением на Землю в течение $\sim 1.5T_{1/2}$ радионуклидов, что сопоставляется средним гелиоцентрическим расстоянием $\tilde{r}_0$ хондритов в эти промежутки времени. Сравнение этих данных с рассчитанными содержаниями соответствующих радионуклидов $H_{\oplus}$ в идентичных хондритах при интенсивности ГКЛ на 1 а.е. (по имеющимся данным стратосферных измерений [Basilevskaya et al., 2014]) позволяет определить радиальный градиент скоростей образования космогенных радионуклидов ($G\tilde{r}_0 = (H\tilde{r}_0/H_{\oplus} - 1)/(\tilde{r}_0 - 1) \cdot 100\%$ на 1 а.е.) и, таким образом, оценить интенсивность ГКЛ на разных гелиоцентрических расстояниях в разные периоды времени, что пока не доступно прямым измерениям в межпланетном пространстве в тех объемах, которые могут предоставить постоянно выпадающие хондриты. Действительно, изучение радионуклидов с разными $T_{1/2}$ впервые выявило периодическое развитие в годы высокой солнечной активности радиальных градиентов ГКЛ во внутренней гелиосфере (на 2-4 а.е.), обусловленных накоплением и последующей диссипацией слоя магнитных неоднородностей солнечного ветра на пути ГКЛ, обусловленного закручиванием солнечных магнитных полей по спирали Архимеда [Parker, 1979]. Градиенты варьируют от 0 до $\sim 100\%/a.e.$ пропорционально солнечной активности, составляя в среднем за солнечный цикл 20-30 $\%/a.e.$ [Лаврухина, Устинова, 1990; Алексеев, Устинова, 2006; Устинова, 2016; Ustinova, 2016].

Как проявляются эти процессы на длительной временной шкале? Вторая особенность космогенных радионуклидов, а именно, существование долгоживущих радионуклидов, в частности, ^{26}Al с $T_{1/2}=0.717$ млн лет, позволяет выявить такие фундаментальные закономерности. К настоящему времени нами изучены космогенные радионуклиды в 7 хондритах, орбиты которых точно рассчитаны. В Таблице представлены измеренные на момент падения этих хондритов содержания ^{26}Al , накопленные под действием средней интенсивности ГКЛ за миллион лет на средних гелиоцентрических расстояниях их орбит. Для оценки средней за миллион лет интенсивности ГКЛ на 1 а.е. были проанализированы глубинные профили ^{26}Al в колонках лунного грунта Луны-24 (L-24) и Apollo-15 (Ap-15) [Лаврухина и др., 1984; Rancitelli et al., 1975]. Показано, что они количественно воспроизводятся расчетом при использовании средней интенсивности ГКЛ ($E > 100$ МэВ) $I = 0.24 \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1} \text{ ср}^{-1}$, соответствующей средней интенсивности за современные солнечные циклы, что свидетельствует о постоянстве процессов солнечной модуляции вблизи Земли в течение последнего ~ 1 млн лет. Что происходит на других гелиоцентрических расстояниях?

Таблица. Средние за миллион лет интенсивность $I(>100 \text{ MeV})$ и градиенты G_r ГКЛ в гелиосфере по данным о радиоактивности ^{26}Al в хондритах с известными орбитами; $\bar{x}$ – среднее значение с учетом веса каждой точки (см. ссылки в [Лаврухина, Устинова, 1990; Алексеев, Устинова, 2006; Alexeev et al, 2015])

N	Chondrite	Q (AU)	$\tilde{r}_0$ (AU)	^{26}Al (dpm/kg)	G_r (%/AU)	$I(>100 \text{ MeV})$ $\text{cm}^{-2}\text{s}^{-1}\text{sr}^{-1}$
1	Příbram (Pr)	4.05	3.33	53±5	22±9	0.3630
2	Lost City (LC)	2.35	1.81	58±6	26±22	0.2905
3	Innisfree (In)	2.76	2.25	64±6	22±14	0.3060
4	Peekskill (Pe)	2.10	1.72	71±6	36±24	0.3022
5	Morávka (Mo)	2.71	1.6	57±6	31±21	0.2846
6	Košice (Ko)	4.5	3.63	60±2	15±7	0.3347
7	Chelyabinsk (Ch)	2.78	2.25	28±4	33±27	0.3390
8	Average ($\bar{x}$)		2.37		20±5	0.3171
9	Earth (L-24;Ap-15)		1	Depth profiles		0.2400

Расчеты скоростей образования ^{26}Al в идентичных хондритах на 1 а.е. с использованием средней интенсивности $I = 0.24 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ и сравнение с измеренными содержаниями ^{26}Al выявили градиенты скоростей образования этого изотопа G_r (%/AU), обусловленные ростом с гелиоцентрическим расстоянием средней за миллион лет интенсивности ГКЛ (см. таблицу и рис. 1).

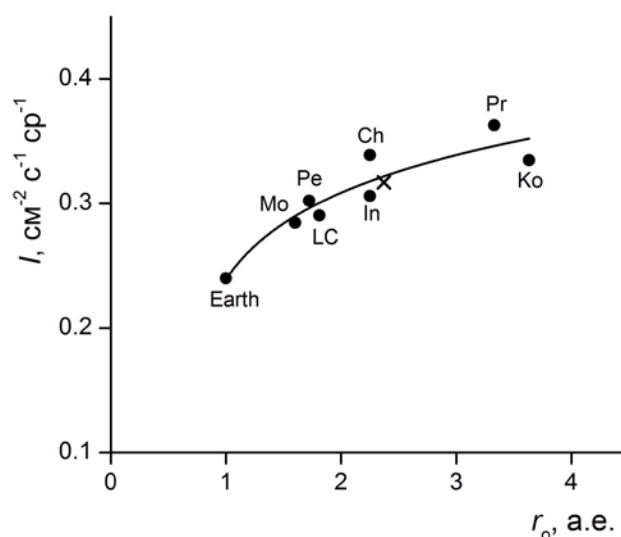


Рис. 1. Пространственное распределение средней за миллион лет интенсивности ГКЛ ($>100 \text{ МэВ}$) в гелиосфере по данным о содержании ^{26}Al в хондритах с известными орбитами. Значение для Земли по глубинным профилям ^{26}Al в колонках лунного грунта Luna-24 и Apollo-15 [Лаврухина и др. 1984; Лаврухина, Устинова, 1990; Rancitelli et al., 1975].

Видно, однако, что полиномиальная кривая через отдельные точки демонстрирует не непрерывный рост, а тенденцию к выполаживанию, что свидетельствует о локальности участка гелиосферы с динамическими процессами проявления солнечной модуляции, т.е. о перманентном существовании эффективного модулирующего слоя магнитных неоднородностей на 2-4 а.е. внутренней гелиосферы в течение последнего ~ 1 млн лет.

Работа частично поддержана программой № 28 фундаментальных исследований Президиума РАН

Литература

1. Лаврухина А.К., Устинова Г.К. Метеориты – зонды вариаций космических лучей. Москва. Наука, 1990. 262с.
2. Алексеев В. А., Устинова Г.К. // Геохимия. 2006. №5. С. 467-482.
3. Устинова Г. К. // Доклады РАН. 2016. Т. 471. № 3. С. 289-293.
4. Ustinova G. K. // Proc 7th Int.Conf. "Phys.-Chem. Petrophys. Res. Earth Sci. Moscow. 2016. P. 324-328; <http://docplayer.ru/49989238-Federalnoe-agentstvo-nauchnyh-organizaciy.html>
5. Meteorite Orbits. info // A website listing all currently known meteorites with orbits determined by photographic means
6. Bazilevskaya, G.A., Kalinin M. S ., Krainev, M.B., Makhmutov, V.S., Svirzhevskaya, A.K., Svirzhevsky, N.S.// Proc. 33rd ICRC, Rio de Janeiro, 2013. The Astroparticle Phys. Conf. arXiv: 1411.7534v.1 [astroph. SR] 27 Nov. 2014.
7. Alexeev V.A., Laubenstein M., Povinec P. P., Ustinova G.K. // *Adv. Space Res.* 2015. V. 56. P. 766-771.
8. Лаврухина А.К., Повинец П., Устинова Г.К.// Космические исследования. 1984. Т.22. № 1. С.110-119.
9. Rancitelli L.A., Fruchter J.S., Felix W.D., et al. // Proc. Lunar Sci. Conf. 6th. 1975. V.2. P. 1891-1899.
10. Parker E. N. 1979. *Cosmic magnetic fields*. Oxford: Clarendon press. 841p.

SPATIAL VARIATIONS OF GCR INTENSITY AVERAGED FOR MILLION YEARS ACCORDING TO ²⁶Al CONTENT IN CHONDRITES OF KNOWN ORBITS

Ustinova G.K., Alexeev V.A.

Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHY) RAS,
Moscow, ustinova@dubna.net.ru; aval37@chgn.net.ru

Analysis of ²⁶Al contents in 7 chondrites of known orbits allowed us to deduce a spatial profile of the GCR intensity ($E > 100$ MeV), averaged over a 1 My in the internal heliosphere, testifying to permanent development and dissipation of a layer of the solar wind magnetic irregularities, which efficiently modulates cosmic radiation.

ТЕРМАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПЕТРОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА БАЗИТОВЫХ ЭКЛОГИТОВ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА (Ю.УРАЛ)

¹**Федькин В.В.**, ²**Бюрлик Т.Д.**, ²**Лич М.Л.**, ³**Щипанский А.А.**,
⁴**Вализер П.М.**, ⁵**Эрнст В.Г.**

¹Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ) РАН, Черноголовка, vfedkin@iem.ac.ru

²Университет Сан-Франциско, Сан-Франциско, США, leech@sfsu.edu

³Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, shchipansky@mail.ru

⁴Ильменский Государственный заповедник (ИГЗ УрО) РАН, Миасс, valizer@ilmeny.ac.ru

⁵Стэнфордский университет, Стэнфорд, США, vernst@stanford.edu

Эклогитовые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы, как правило, маркируют зоны сочленения крупных структурно-тектонических элементов земной коры. Максютровский комплекс на Южном Урале хорошо известен как субдукционный комплекс высокого (НР) – сверхвысокого (УНР) давления средне – позднепалеозойского возраста. Характерные минералогические признаки сверхвысокого давления (псевдоморфозы кварца по коэситу, графитовые кубоиды по алмазу, микровключения алмаза в гранате) были изучены ранее [Добрецов, Добрецова, 1988; Чесноков, Попов, 1965; Bostick et al., 2003; Leech, Ernst, 1998, 2000]. Детальные исследования радиальных трещин вокруг кварцевых включений в гранате, омфаците и глаукофане подтвердили, что эти включения являются вероятными кварцевыми псевдоморфозами по коэситу. Агрегаты микроалмаза, сохраненные в гранате, идентифицированы с помощью спектроскопии комбинационного рассеяния. Полученные данные свидетельствуют о том, что в процессе своего развития отдельные части Максютовского комплекса были подвергнуты УНР условиям: при 600 °С, > 2,8 ГПа для коэсита и > 3,0 ГПа для алмаза. Пик УНР метаморфизма имел место при 375-390 млн. лет [Вализер и др., 2013, 2015]. Затем на рубеже 360 млн. лет комплекс был эксгумирован на ретроградном этапе метаморфизма в условиях фации голубых сланцев. Окончательно Максютровский комплекс сформировался в нижнем карбоне (341±2 млн. лет), когда произошло объединение всех его структурно-вещественных единиц.

Новые XRF и ICP MS данные по валовому составу 18 представительных образцов эклогитов Максютовского комплекса показали широкий диапазон содержания SiO₂ от 41,8 до 61,12 вес.%. Однако все образцы (за исключением одного) попадают в область низко калиевых толеитовых, известково-щелочных и щелочных базальтов, в область химических эволюционных трендов,

характерных для вулканогенных серий. Большой разброс состава эклогитов и голубосланцевых ассоциаций по основным и рассеянным элементам на дискриминационных диаграммах показывает присутствие базальтовой и андезитовой серий пород MORB, OIB, IAT и их метасоматизированных эквивалентов. Этот разброс обусловлен либо разнообразием гетерогенных протолитов, субдуцированных в разнообразных плейт-тектонических обстановках, либо контрастной интенсивностью метасоматических процессов на различных стадиях кристаллизации мафических пород (метасоматизм на дне океана, субдукционный проградный или ретроградный метаморфизм). Нормирование валового состава пород на хондриты также ясно указывает на совокупность признаков субдукционной зоны и метасоматических признаков океанических metabазальтов. На диаграммах отмечаются близкие спектры MORB-N и MORB-E типа, слабое обогащение легкими редкоземельными элементами. В большинстве изученных образцов гранат-содержащих пород комплекса отсутствуют положительные аномалии Eu и Sr, что указывает на трансформацию их от базальтового предшественника.

Метаморфическая эволюция Максютковского комплекса исследовалась методами традиционной катионно-обменной термометрии и путем моделирования изохимических фазовых равновесий (т. н. "псевдосекционный анализ") по программе Perple-X 6.6.8 [Connolly, 2009]. Термобарометрические расчеты параметров метаморфизма эклогитовых ассоциаций проведены на основе детального микрозондового изучения состава и зональности сосуществующих фаз и состава минеральных включений в парагенезисе $\text{Grt} + \text{Cpx} \pm \text{Pl} + \text{Qz}$ с использованием Grt-Cpx геотермометра Пауэлла [Powell, 1985] и усовершенствованного Pl-Cpx-Qz геобарометра Перчука [Перчук, 1992]. Исследовались образцы разной степени выветривания, из центральных и краевых частей крупных будин, из эклогитовых прослоев в Grt-Cpx-Gl-Mu-Qz матрице, зерна с прямой, обратной и инверсионной зональностью, составы крупных порфировластических зерен граната и мелких новообразованных кристаллов в основной массе породы.

Максимальные параметры для обменного Grt-Cpx равновесия достигают температур $\sim 750\text{--}900^\circ\text{C}$ при $P \sim 2.5\text{--}3.5$ ГПа [Fedkin et al, 2017] и подтверждают недавно полученные данные по жадеитовым эклогитам, находящимся в пространственном и генетическом взаимодействии с ультрамафитовыми (Ol-En) UHP породами [Вализер и др., 2013, 2015]. Сопряженные прогрессивные и регрессивные P-T тренды Grt-Cpx равновесия, зафиксированные в зональных гранатах, свидетельствуют, по крайней мере, о четырех

эпизодах метаморфических преобразований Максютовских эклогитов. В плагиоклаз-содержащих ассоциациях Grt + Crx + Pl + Qz составы сосуществующих фаз регистрируют последующие ретроградные и повторные прогрессивные этапы метаморфизма при более низких параметрах фации голубых сланцев ($T \sim 450-700$ °C, $P \sim 1.2-1.7$ ГПа) и зеленосланцевой ($T \sim 380-470$ °C, $P \sim 0.7-1.3$ ГПа) фации.

Для более полной характеристики термальной эволюции комплекса пород в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2$ были выполнены расчеты по моделированию изохимических фазовых равновесий. Расчеты проводились по составам минералов и XRF валовому составу наименее измененных образцов горных пород. Использовался набор программ минимизации свободной энергии Perple_X 6.6.8 [Connolly, 2009] и внутренне согласованная термодинамическая база данных конечных членов [Holland and Powell, 1998, 2011]. Учитывая постоянную зональность граната в породах Максютовского комплекса, в расчетах использовались составы его центральных зон, находящихся вне диффузионного равновесия с матриксом породы. Расчеты показали, что минимальные P-T условия для пиковых ассоциаций эклогитов достигали 650-675 °C и 2.4-2.6 ГПа. Эти данные указывают на температурный максимум, достигнутый эклогитами на их начальной стадии декомпрессионного подъема, определяя градиент метаморфического поля. В то же время, ранее изученные реликтовые коэситовые и микроалмазные агрегаты свидетельствуют о максимальном давлении, определяющем более ранний проградный (в зоне субдукции) геотермический градиент: при ~ 600 °C, > 2.8 ГПа для коэсита и > 3.0 ГПа для алмаза. Полученные данные указывают, скорее всего, на поддвижение палеоазиатской океанической коры под континент, а не на субдукцию континентальной окраины, предполагаемой в связи с наличием в породах нижней структурно-вещественной единицы комплекса древних (нижнекембрийских) УНР тектонических мантийно-коровых включений (Вализер и др., 2013, 2015).

Работа выполнена при финансовой поддержке программы Фулбрайт (исследовательский грант 2011 г., малый грант 2015 г.)

Литература

1. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. // Литосфера. 2013. Т. 4. С. 50-61.
2. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. // Докл. РАН. 2015. Т. 461. № 3. С. 316-321.
3. Добрецов Н.Л. и Добрецова Л.В. // Докл. АН СССР. 1988. т.294. № 2. С.75-380.

4. Перчук А.Л. // Докл. АН СССР. 1992. Т. 324. С. 1286-1289.
5. Чесноков Б.В., Попов В.А. // Докл. АН СССР. 1965. Т.162. № 4. С.909-910.
6. Bostick, B., et al. // American Mineralogist. 2003. V. 88. P. 1709-1717.
7. Connolly, J.A.D. // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2009. V. 10. DOI: 10.1029/2009GC002540.
8. Fedkin V.V. et al. // Experiment in Geosciences. 2017. V. 23. No. 1. P. 5-13.
9. Holland, T.J.B. and Powell, R. // Journal of Metamorphic Geology 2011. V. 29. P. 333-383, doi:10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x
10. Leech M. L. and Ernst W. G. // Geochim. Cosmochim. Acta 1998. V. 62. P. 2143–2154.
11. Leech, M. L., and Ernst, W. G. // Lithos. 2000. V. 52. P. 235-252.
12. Powell, R. // J. Metamorphic. Geol. 1985. V. 3. P. 231–243.

THERMAL CHARACTERISTICS AND PETROTECTONIC NATURE OF MAFIC ECLOGITES FROM THE MAKSYUTOV COMPLEX (SOUTH URAL, RUSSIA)

¹**Fedkin V.V.**, ²**Burlick T.D.**, ²**Leech M.L.**, ³**Shchipansky A.A.**, ⁴**Valizer P.M.**, ⁵**Ernst W.G.**

¹Institute of Experimental Mineralogy (IEM) RAS, Chernogolovka
vfedkin@iem.ac.ru

²San Francisco State University, San Francisco, CA, USA, leech@sfsu.edu

³Geological Institute (GIN) RAS, Moscow, shchipansky@mail.ru

⁴Ilmen State Reserve, (ISR) UrB RAS, Miass, valizer@ilmeny.ac.ru

⁵Stanford University, Stanford, CA, USA, wernst@stanford.edu

Newest bulk-rock analyses of 18 representative rocks of the Maksyutov complex reflect the presence of MORB, OIB, and IAT basaltic and andesitic series + their metasomatized equivalents. Computed isochemical phase equilibria diagrams in the system Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂ provide minimum P-T conditions of 650-675°C and 2.4-2.6 GPa, whereas Fe-Mg exchange thermometry yield temperatures up to 800-900°C at P=2.5-3.0 GPa. These data indicate the thermal maximum attained by the studied eclogites at their initial stage of decompression ascent, determining the gradient of the metamorphic field. At the same time, previously studied relicts coesite and microdiamond aggregates indicate the maximum pressure that determines the earlier period (in the subduction zone) geothermal gradient: at ~ 600°C, >2.8 GPa for coesite and >3.0 GPa for diamond. In any case, the Maksyutov eclogite complex probably reflects underflow of the Paleo-Asiatic oceanic crust under the continent, and not the subduction of the continental margin.

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КРЕМНЕКИСЛЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД (ЯГОДНИНСКИЙ РАЙОН, ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Кириченко В.А., Большаков И.Е., Суровцева К.И., Кузнецов Н.П.

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова (МГУ), Геологический факультет, ju_frolova@mail.ru

Введение. Породы кислого состава (содержание $\text{SiO}_2 > 65\%$) очень разнообразны по своему составу, условиям формирования, формам залегания. Обычно они слагают обширные площади, поскольку кислый вулканизм отличается масштабными извержениями. При хозяйственном освоении территорий, сложенных кремнекислыми вулканогенными породами, а также разработке приуроченных к ним месторождений (рудных, неметаллических, термальных вод и пара), необходимы знания об их физико-механических свойствах и особенностях поведения под нагрузкой. *Цель работы* – сравнить физико-механические свойства кремнекислых вулканогенных пород различного генезиса - дацитов, риолитов, кластолав, перлитов, туфов.

Объектом исследования являются кремнекислые вулканогенные породы Ягоднинского района Южной Камчатки. Слагающие район породы имеют неоген-плейстоценовый возраст; они очень разнообразны, среди них встречаются как вулканиты базальтового и андезитового состава, так и кремнекислые разности, причем последние преобладают. С комплексом кремнекислых пород здесь связаны золоторудное месторождение, месторождение перлитов и цеолитов и месторождение термальных вод.

Петрографическая характеристика и свойства кремнекислых вулканитов. *Дациты* имеют порфировую структуру. Вкрапленники представлены плагиоклазами, часто образующими сростки, размером 1-5 мм; их содержание составляет 20-30%. Основная масса - гиалопилитовая или сферолитовая. По текстуре выделяются массивные и пористые (с мелкими и крупными порами) разности. Вполне закономерно, что массивные разности отличаются более высокими значениями упруго-плотностных и прочностных свойств по сравнению с пористыми (табл.1). Среди массивных дацитов большей плотностью и прочностью характеризуются породы с гиалопилитовой структурой основной массы. Образование сферолитов увеличивает неоднородность породы, повышает пористость и, соответственно, снижает физико-механические свойства.

Риолиты характеризуются микропорфировой структурой. Вкрапленники представлены кварцем и полевыми шпатами. Текстуры - массивные и пористые, часто наблюдается флюидальность, полосчатость. При выветривании риолиты раскалываются на пластинки, образуя на склонах тонкоплитчатую

щебенку. Основная масса девитрифицирована и представлена микрокристаллическим кварц-полевошпатовым агрегатом, образующим фельзитовую структуру. Краевые части риолитовых потоков сложены кластолавами - достаточно плотными породами с обломочной структурой. Кластолавы, за счет массивной текстуры, являются более плотными по сравнению с собственно риолитами, однако при этом их прочность заметно ниже (см. табл.1). Это связано с обломочной структурой: контакты между обломками являются "слабыми" зонами, по которым происходит разрушение при испытании образцов на одноосное сжатие. В группе пористых риолитов существенное влияние на прочностные свойства оказывает размер пор. Так, при практически одинаковой величине пористости, прочность тонкопористых разностей почти в три раза выше (105 МПа), чем у крупнопористых (43 МПа).

Перлиты. В пределах Ягоднинского месторождения перлиты образуют несколько потоков и экструзивных тел. Перлиты на 80-90% сложены кислым вулканическим стеклом, частично гидратированным, в котором встречаются редкие вкрапленники санидина, олигоклаза и биотита. В некоторых перлитах содержатся сферолиты, представляющие собой полиминеральные агрегаты (K-Na полевые шпаты + кварц). Характерной особенностью перлитов являются концентрические отдельности, образование которых, вероятно, связано с гидратацией вулканического стекла. Перлиты в различной степени преобразованы в результате гидротермально-метасоматических процессов. Вторичные замещения происходили в несколько этапов, начиная с мелких трещин и заканчивая всем объемом вулканического стекла. Основными вторичными минералами являются высококремнистые цеолиты (клиноптиллолит, гейландит и морденит) и смектиты. Следует отметить, что вторичным изменениям подверглось лишь вулканическое стекло, тогда как вкрапленники остались неизменными. По степени изменения выделены четыре группы перлитов – неизменные, слабо-, средне- и сильноизмененные. Неизменные перлиты отличаются достаточно высокими значениями плотности и упругих свойств, и низкой пористостью. Прочность на одноосное сжатие, несмотря на близкую плотность пород, варьирует в широком диапазоне и находится в зависимости от микротрещиноватости. Вторичные преобразования перлитов заметно изменяют их свойства. В общем случае, наблюдается тенденция к снижению плотности, магнитной восприимчивости (на порядок), упругих свойств (E_y в 2 раза), повышению пористости и величины водопоглощения. На прочностные свойства гидротермальная переработка оказывает неоднозначное влияние. На первом этапе, за счет заполнения множества трещин цеолитами, прочность повышается, однако дальнейшие преобразования, затрагивающие вулканическое стекло, приводят к снижению прочности. Следует также отметить, что степень переработки влияет на характер разрушения породы.

Таблица 1. Упруго-плотностные и прочностные свойства кремнекислых вулканогенных пород

Порода	Текстура	Структура	Структура основной массы	Степень изменен ия	ρ , г/см ³	n, %	μ	E_y , ГПа	R_c , МПа	$K_{разм}$	Кол-во образцов/п роб
Даци	массивная	порфировая	гипопилитовая	неизм.	<u>2,25-2,43</u> 2,34	<u>12-19</u> 14,5	<u>0,28-0,33</u> 0,29	<u>11-29</u> 19	<u>35-79</u> 48	0,85	4/18
					<u>2,14-2,15</u> 2,14	<u>15-17</u> 16	<u>0,22-0,29</u> 0,26	<u>23-25</u> 24	<u>33-57</u> 45	0,56	2/8
	пористая		гипопилитовая		<u>1,74-1,98</u> 1,84	<u>26-32</u> 30	<u>0,30-0,34</u> 0,32	<u>8-21</u> 14	<u>28-47</u> 37	0,46	3/11
Риолиты	массивная	обломочная (кластолава)	фельзитовая	неизм.	<u>2,15-2,25</u> 2,20	<u>13-15</u> 14	<u>0,25-0,34</u> 0,30	<u>25-35</u> 30	<u>58-82</u> 70	0,49	2/5
	пористая	порфировая			<u>2,11-2,14</u> 2,12	<u>21-22</u> 21,5	<u>0,25-0,35</u> 0,30	<u>15-24</u> 20	<u>43-106</u> 74,5	0,88	2/7
Перлиты	массивная	порфировая	витрофировая	неизм.	<u>2,20-2,28</u> 2,24	<u>5,3-7,4</u> 6,5	<u>0,28-0,33</u> 0,31	<u>25,6-39,5</u> 31,9	<u>25-53</u> 39	0,80	4/19
				слабо	<u>2,19-2,32</u> 2,26	<u>3,1-</u> <u>12,8</u> 6,5	<u>0,24-0,35</u> 0,29	<u>19,7-47,2</u> 32,9	<u>26-172</u> 72	0,69	7/38
			микрористаллическая	средне	<u>2,19-2,20</u> 2,19	<u>7,0-8,8</u> 7,9	<u>0,25-0,32</u> 0,28	<u>16,6-24,7</u> 21,2	<u>46-53</u> 49	0,95	3/11
				сильно	<u>1,74-1,99</u> 1,90	<u>17,3-</u> <u>27,5</u> 20,8	<u>0,25-0,32</u> 0,29	<u>14,3-21,7</u> 16,8	<u>35-79</u> 50	0,66	3/16
Туфы	беспорядочная	алевропсаммитовая		сильно	<u>1,61-2,01</u> 1,83	<u>23-41</u> 32	<u>0,22-0,30</u> 0,27	<u>11-17</u> 14	<u>18-55</u> 33	0,52	5/20
		псефитовая			<u>1,78-2,24</u> 1,96	<u>16-45</u> 26	<u>0,28-0,33</u> 0,31	<u>9-32</u> 18	<u>19-110</u> 45	0,71	11/60

* Над чертой - минимальное и максимальное значения показателя, под чертой - среднее значение

Туфы. Среди туфов по структуре выделяются алевропсаммитовые и псефитовые разновидности. Вследствие высокой пористости и проницаемости, туфы в значительной степени переработаны гидротермально-метасоматическими процессами, что выражается в их цеолитизации, смектитизации, реже - окварцевании. Свойства туфов зависят от многих факторов - первичных структурно-текстурных особенностей, пористости, типа и количества вторичных минералов, формы их выделения в объеме породы. Прочностные и деформационные свойства туфов закономерно снижаются с увеличением пористости. Другим фактором, существенно влияющим на свойства, является состав вторичных минералов. Так, окварцевание приводит к повышению прочности на сжатие до величин, превышающих 100 МПа, а замещение вулканического стекла смектитами, напротив, снижает R_c до 20 МПа. Магнитная восприимчивость уменьшается при увеличении степени изменения с 2,2 до $0,01 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ, что вызвано разложением темноцветных и рудных минералов.

Заключение. Среди исследуемых пород наибольшими значениями деформационных и прочностных свойств обладают риолиты, что связано с фельзитовой структурой основной массы, образованной плотно сросшимися микролитами кварца и полевых шпатов. Наименьшие значения характерны для туфов (за исключением окварцеванных разновидностей). Изменчивость свойств, наблюдаемая для каждого петрографического типа, обусловлена различными факторами: для перлитов – микротрещиноватостью и степенью их вторичного изменения; для дацитов и риолитов – пористостью и текстурно-структурными особенностями; для туфов – составом вторичных минералов.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00501а).

PHYSICAL-MECHANICAL PROPERTIES OF SILICEOUS VOLCANIC ROCKS (YAGODNINSKY REGION, SOUTH KAMCHATKA)

Frolova J.V., Ladygin V.M., Kirichenko V.A., Bolshakov I.E., Surovtseva K.I., Kuznetsov N.P.

Lomonosov Moscow State University (MSU), Faculty of Geology,
ju_frolova@mail.ru

The paper considers physical-mechanical properties of siliceous volcanogenic rocks in Yagodninsky region located at the South Kamchatka. The studied rocks include tuffs, rhyolites, clastic lava, dacites, and perlites. Rhyolites are the strongest rocks whereas tuffs are the weakest. The variability of the properties observed for each petrographic type is due to various factors: for perlites, there are microcracks and degree of secondary alteration; for dacites and rhyolites - porosity, texture, and structure; for tuffs - the composition of secondary minerals.

УДАРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ЖЕЛЕЗНОМ МЕТЕОРИТЕ ЭЛЬГА С СИЛИКАТНЫМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ (IIE ГРУППА)

¹Хисина Н.Р., ¹Бурмистров А.А., ²Ширяев А.А., ²Аверин А.А.,
¹Сенин В.Г., ³Зиновьева Н.Г.

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, Москва khisina@gmail.com,

²Институт физической химии и электрохимии им. А.Н.Фрумкина РАН, Москва,

³Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, геологический факультет, Москва

Среди железных метеоритов выделяется популяция метеоритов с округлыми силикатными включениями. Силикатные включения в металле имеют размер от долей миллиметра до нескольких сантиметров и образованы или полиминеральными агрегатами зерен, или не полностью раскристаллизованным силикатным стеклом. Согласно принятой в метеоритике классификации, основанной на химических и петрологических характеристиках силикатного вещества, железные метеориты с силикатными включениями образуют химические группы IAB, IIE и IVA. Силикатные включения в метеоритах группы IIE наиболее разнообразны по структуре, по химическому и минералогическому составу, и варьируют от примитивных, сохранивших хондритовую структуру и состав, до включений, которые по составу более напоминают земные щелочные риолиты. Известно несколько гипотез, объясняющих нахождение силикатных включений внутри металла железных метеоритов. Парадигмой является гипотеза ударного плавления и смешения на родительском теле Н-хондритового состава в результате столкновения с металлическим ударником [Olsen et al., 1994; McDermott et al., 2014]. Разнообразие силикатных включений в метеоритах IIE группы по минералогическому, химическому составу и структуре создает проблему соотнесения силикатного вещества IIE с единым родительским телом. Во многих случаях силикатное вещество IIE метеоритов имеет черты неравновесной кристаллизации и содержат так называемые карманы плавления – участки силикатного вещества или металла, испытавшие ударное плавление [Osadchii, 1981; Теплякова, 2011].

Минералогия и структура ударных прожилков и карманов плавления в силикатных включениях метеорита Эльга из группы железных IIE метеоритов исследованы методами оптической микроскопии в отраженном свете, EMPA, SEM, рамановской спектроскопии и TEM [Хисина и др., 2017]. Результаты позволяют

предположить два разделенных во времени ударных события в истории Эльги. Раннее событие произошло в результате столкновения металлического ударника с силикатной мишенью и вызвало частичное плавление и перекристаллизацию вещества с образованием на границах между металлом и силикатом шрейберзитовых и оксидных кайм. Более позднее ударное воздействие привело к образованию карманов плавления внутри силикатных включений и сопровождалось дроблением, плавлением и брекчированием кайм с перемещением отдельных фрагментов вглубь карманов плавления. В зонах дробления и брекчирования кайм, а также в расплавных карманах внутри силикатного вещества метеорита выявлено присутствие трех видов минеральных ассоциаций: сидерит-фосфидной, сидерит-оксидной и графит-оксидной. Приуроченность углеродсодержащих фрагментов к зонам ударного брекчирования и плавления свидетельствует об их генетической связи с ударным процессом и о космическом происхождении обнаруженных в их составе углеродсодержащих фаз [Хисина и др., 2017].

Местонахождение углеродсодержащих фаз ограничено несколькими участками исследованного фрагмента метеорита: (1) сидерит-треворитовая ассоциация, наблюдаемая в отдельных нефрагментированных участках каймы; (2) углерод-оксидные фрагменты, присутствующие вместе с обломками металла и шрейберзита в зоне фрагментации и брекчирования кайм; (3) сидерит и неупорядоченный sp^2 -углерод, находящиеся в составе оксид-шрейберзитовой расплавной брекчии, перемещенной ударным процессом вглубь силикатного расплавного кармана. Микроструктура, химизм и фазовая гетерогенность ударно преобразованной зоны (3) свидетельствуют о сложных процессах фазового и химического разделения в результате жидкостной несмешиваемости фосфид-оксид-силикат-карбонатного расплава, образованного в результате ударного смешения расплавов разной химической природы, а именно в процессе «сплавления» компонентов оксидной и шрейберзитовой кайм с карбонатным и силикатным веществом.

Полученные данные, свидетельствующие о внеземном происхождении неупорядоченного sp^2 -углерода и сидерита в Эльге, позволяют провести сопоставление с углеродсодержащими фазами в других метеоритах. Особенностью нахождения аморфного sp^2 -углерода и сидерита в метеорите Эльга, в отличие от марсианских метеоритов и углистых хондритов, является их присутствие не в силикатном веществе, а в оксидной кайме металла или в составе продуктов вторичного ударного преобразования оксид-

шрейберзитовых кайм. Этим объясняется разный химический состав сидеритов в Эльге и в марсианских метеоритах: марсианские сидериты характеризуются высокими содержаниями Са и Мп. В Эльге сидерит и аморфный sp^2 -углерод находятся в зонах ударного преобразования вещества, которое наиболее интенсивно проявляется на границе двух разнородных сред (металл и силикат). Отчетливая приуроченность углеродсодержащих фаз в Эльге к зонам ударного брекчирования и плавления на границах металла и силиката и нахождение их в ассоциации с веществом оксидных кайм, развивающихся по металлу, согласуется с моделью ударного преобразования вещества на границе двух разнородных сред [Mader, 1965; Heider, 2003]. Источником CO_2 в Эльге мог служить атмосферный газ родительского тела метеорита, захваченный силикатным веществом мишени в ударном процессе и захороненный в поровом пространстве между силикатом и металлом. Данный сценарий представляется реалистичным, поскольку при прохождении через вещество ударной волны находящиеся в нем трещины и поры способны захватывать и захоранивать атмосферные газы [Beck et al., 2007; Walton et al., 2007]. В этом случае Марс, атмосфера которого состоит в основном из CO_2 , может рассматриваться в качестве возможного родительского тела Эльги.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы 7П Президиума РАН и гранта РФФИ 15-05-03351.

Литература

- Теплякова С.Н., Хисина Н.Р., Артемов В.В., Васильев А.Л. (2012) Наноминералогия дендритных включений в железном метеорите Эльга. *Записки Рос. Мин. Общества* **141** (2), 42-52.
- Хисина Н.Р., Теплякова С.Н., Р.Вирт, В.Г.Сенин, А.А.Аверин, А.А.Ширяев. (2017) Углеродсодержащие фазы в зонах ударного плавления метеорита Эльга. *Геохимия*, **4**, 287-301.
- P.Beck, N.Ferroir, P.Gillet. (2007) Shock-induced compaction, melting, and entrapment of atmospheric gases in Martian meteorites. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L01203.
- Heider N., Kenkmann T. (2003) Numerical simulation of temperature effects at fissures due to shock loading. *Meteorit. Planet. Sci.*, **38**, 1451-1460.
- Mader C.L. (1965) Initiation of detonation by the interactions of shock with density discontinuities. *Phys. Fluids*, **8**, 1811-1816.

McDermott K.H., Greenwood R.C., Franchi I.A., Anand M., Scott E.R.D. (2014) The formation of the IIE iron meteorites. *Lunar Planet. Sci. Conf.* **45** #1910 pdf.

Olsen E., Davis A., Clarke R. J., Jr., Schultz L., Weber H.W. (1994) Watson: A new link in the IIE iron chain. *Meteoritics* **29**, 200-213.

Osadchii E.G., Baryshnikova G.V., Novikov G.V. (1981) The Elga meteorite: Silicate inclusion and shock metamorphism. *Lunar Planet Sci.* **12**, 1049-1068.

Walton E.R., S.P.Keller, J.G.Sprey. (2007) Shock implantation of Martian atmospheric argon in four basaltic shergottites: a laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ investigation. *GCA*, **71**, 2, 497-520.

SHOCK-INDUCED EFFECTS IN IIE IRON METEORITE ELGA WITH SILICATE INCLUSIONS.

¹**Khisina N.R.**, ¹**Burmistrov A.A.**, ²**Shiryaev A.A.**, ²**Averin A.A.**,

¹**Senin V.G.**, ³**Zinov'eva N.G.**

¹V.I.Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS, Moscow khisina@gmail.com,

²A.N.Frumkin Institute of Physical Chemistry and Electrochemistry RAS, Moscow,

³M.V.Lomonosov Moscow State University, Geological Department, Moscow

Shock-produced zones in meteorite Elga, the member of IIE irons with silicate inclusions, were investigated with EMPA, SEM, Raman spectroscopy and TEM. The results demonstrate the occurrence of extraterrestrial siderite and amorphous sp^2 carbon in shocked zones of meteorite Elga. The CO_2 involved in shock-induced reactions could have been trapped by silicate target from the atmosphere during impact. This scenario seems reasonable because during shock wave propagation through the rock, cracks and fissures within the rock can trap components of the atmosphere. If so, then Mars can be a potential candidate for a parent body of Elga.

ЗНАЧИМОСТЬ УЧЕТА ВЫСОКОПРОНИЦАЕМЫХ ПРОПЛАСТКОВ НЕФТЯНЫХ ПЛАСТОВ–КОЛЛЕКТОРОВ ДЛЯ ПОВЫШЕНИЯ НЕФТЕОТДАЧИ

¹Хозяинов М.С., ²Кузнецова К. И., ¹Чернокожев Д.А., ¹Якушина О.А.

¹Государственный университет «Дубна», г.Дубна Московской обл., mkhoz@mail.ru

²ООО «МАНТSGEO», Москва

Результаты индикаторных (трассерных) исследований показали, что в структуре нефтяных пластов–коллекторов имеются каналы низкого фильтрационного сопротивления (НФС). Другими методами: исследованиями керна, геофизическими исследованиями скважин, обнаружить эти каналы невозможно. Индикаторный метод позволяет количественно оценивать параметры фильтрационной структуры пласта-коллектора: проницаемости, мощности и гидропроводности отдельных пропластков [Хозяинов М.С., Чернокожев Д.А., Кузнецов М.И. и др., 2016г.]. При организации добычи нефти редко учитывают каналы НФС, которые обладают высокой производительностью и оказывают существенное влияние на коэффициент нефтеотдачи.

Для демонстрации значимости учета влияния этих каналов было проведено моделирование процесса добычи нефти и разработана методика адаптации гидродинамической модели пласта–коллектора (учет каналов НФС) по результатам индикаторных исследований, которая была опробована на одном месторождении Западной Сибири.

Было проведено сравнение результатов моделирования процесса заводнения нефтяного пласта для однородного по проницаемости условного пласта и для пластов с наличием каналов НФС различного объема. Рассмотрено два случая. Первый - условная, однородная по проницаемости гидродинамическая модель нефтяного пласта с пористостью 0,25 и проницаемостью 2 мкм² соответственно: одна добывающая и одна нагнетательная скважины. Вторым вариантом модели аналогичен первой, за исключением добавленного в этот однородный пласт высокопроницаемого пропластка, целью которого является имитация каналов НФС. Добавленный пропласток располагается от нагнетательной до добывающей скважины, его пористость совпадает с пористостью по основному пласту, а проницаемость увеличена в 10 раз и составляет 20 мкм².

Объем каналов НФС составлял 0,05%, 0,2% и 0,5% от общего порового объема пласта. Расчет закачки воды и добычи нефти проводился с использованием программного обеспечения

Eclipse. Результаты моделирования приведены в таблице. Видно, что по каналам НФС незначительного объема (0,05%, 0,2% и 0,5% от общего порового объема) и проницаемостью в 10 раз больше, чем у основной части пласта, переносится воды гораздо больше, чем у такого же объема однородного пласта (больше, чем в 10 раз). Фактически происходит «шунтирование» основного пласта.

Результаты моделирования

	1 расчет		2 расчет		3 расчет	
	каналы НФС (20 мкм ²)	основная часть пласта (2 мкм ²)	каналы НФС (20 мкм ²)	основная часть пласта (2 мкм ²)	каналы НФС (20 мкм ²)	основная часть пласта (2 мкм ²)
% от общего порового объема	0,05%	99,95%	0,2%	99,8%	0,5%	99, 5%
Поступление индикатора	2%	98%	9%	91%	18%	82%
Увеличение накопленной добычи воды относительно фильтрации по однородному пласту	на 5%		на 15%		на 31%	

Методика адаптации гидродинамической модели пласта основана на комплексном использовании данных геофизических исследований скважин (ГИС) и индикаторных исследований, проведенных на нефтяном месторождении.

По данным ГИС выделяются пропластки с высокой проницаемостью в разрезе нефтяной скважины. Индикаторные исследования позволяют рассчитать для высокопроницаемых пропластков значения проницаемости и гидропроводности. Выделенные по индикаторным исследованиям отдельные пропластки интегрируются, чтобы их толщина соответствовала толщинам, выделенным по ГИС, так как по ГИС выделяются пропластки с большей толщиной.

Пропластки в разрезе скважины, выделенные по ГИС и пропластки, выделенные по индикаторным исследованиям, сопоставляются. Для пропластков, выделенных по ГИС, известны значения проницаемости и их расположение в разрезе скважины. Для пропластков, выделенных индикаторным методом, известны значения проницаемости и гидропроводности. Пропластки, имеющие одинаковые значения проницаемости по двум методам, считаются одними и теми же. Указанным пропласткам присваиваются значения гидропроводности, рассчитанные по результатам индикаторных исследований. К разрезу скважины они привязываются по данным ГИС.

Предложенная методика была успешно использована для адаптации гидродинамической модели нефтяного пласта одного из месторождений в Западной Сибири.

Литература

Программа для ЭВМ "Мантсгео индикатор 2016" / Хозяинов М.С., Чернокожев Д.А., Кузнецов М.И., Кузнецова К.И. - св-во о государственной регистрации №2016662167, 31 октября 2016

THE VALUE OF ACCOUNTING OF HIGH-PERMEABILITY LAYERS OIL RESERVOIR FOR ENHANCED OIL RECOVERY

¹**Khozyainov M.S.**, ²**Kuznetsova K.I.**, ¹**Chernokozhev D.A.**,

¹**Yakushina O.A.**

¹Dubna State University, mkhoz@mail.ru

²COMPANY «MANTSGEO», Moscow

High-permeability interlayers of oil reservoir not detected for core analysis and logging. They are determined only by the tracer method. The mathematical modelling shows the importance of accounting high-permeability interlayers for enhanced oil recovery. The proposed method of adaptation of a hydrodynamic model of oil reservoir based on the results of tracer studies that take into account the highly permeable interlayers.

МИКРОСТРУКТУРА И СОСТАВ ФОНОВОЙ КОСМИЧЕСКОЙ ПЫЛИ ИЗ ТОРФА

Цельмович В.А.

Геофизическая обсерватория «Борок», филиал ИФЗ им.

О.Ю.Шмидта РАН, tselmov@mail.ru

Космическая пыль (КП) - это очень маленькие частицы твердого вещества размером от долей до нескольких мкм, присутствующие в мировом пространстве и выпадающие на Землю. 60 тонн космической пыли каждый день оседает на планете Земля. Более крупные частицы размером в десятки мкм относят к микрометеоритам (ММ). Автором был накоплен большой опыт микрозондовой диагностики КП и ММ в осадочных породах. Этот опыт было решено перенести на торф. Первые опыты показали [Цельмович, 2015], что торф является перспективной средой для изучения различных событий (вулканических, импактных, климатических и техногенных). Ранее многие исследователи детально изучали торф, отобранный на месте Тунгусского феномена, однако однозначных выводов относительно природы найденных магнитных частиц сделано не было.

Попытка определения динамики поступления пылевых космогенных частиц на земную поверхность проведена на основе исследования торфяных отложений. Торфяной монолит сечением 10x10 см был отобран на болоте «Тундра» (Кемеровская область, Междуреченский район) в точке с координатами: 54,78649° с.ш., 88,27233° в.д. Верхние 2.5 м монолита были разделены на 125 образцов по 2 см [Tselmovich, 2016]. Поиск горизонтов, обогащенных минеральным (терригенным, либо космогенным) веществом, осуществлялся с помощью параметра Irs - остаточной намагниченности насыщения по мощности исследуемого керна. Затем с помощью СЭМ «ТЕСКАН ВЕГА2» определялся состав и генезис минеральных частиц в горизонтах с повышенными значениями A и Irs. Проведение количественных определений минерального и, тем более, космогенного вещества в горизонтах торфяных отложениях задача сложная и окончательно не решенная. Тем не менее, значения параметра Irs, безусловно, связаны с количеством минерального вещества, содержащегося в образцах торфа. Сочетание петрофизических и микроминералогических методов позволяет определять горизонты, обогащенные, космогенным веществом, а также делать заключения об изменении его количества.

Особый интерес вызвал микрозондовый анализ областей с низкими значениями Irs. Оказалось, что в этих зонах практически

нет терригенного магнитного материала. Были обнаружены в небольшом количестве магнетитовые (Mt) микросферы с детритовой поверхностью, а также самородное Fe другие самородных металлов. Эти находки были отнесены к КП и ММ. Для анализа использовалось очень небольшое количество торфа (около 8 куб. см), что не позволяло выделить достаточное количество частиц, поэтому было решено отработать методику выделения микрочастиц из большего количества торфа, из 1 литра. В результате эксперимента было выделено: около 5 мг магнитного и 40 мг немагнитного вещества различного происхождения. При этом магнитное вещество было представлено в основном Mt микросферами, самородным Fe и интерметаллидами (FeCr, FeW) предположительно космического происхождения. Однако подобные частицы могут образовываться при других процессах, поэтому важно иметь различные доводы в пользу этой гипотезы. Рассмотрим их.

Основная часть Mt микросфер имеет хорошо развитую детритовую поверхность и может быть отнесена к «космическим» шариками, описанных в сотнях научных публикаций. При этом их «космичность» относительна, так как образовывались они в процессе абляции при полете метеоритов через атмосферу. Механизм образования таких шариков в коре плавления из троилита был предложен в [Цельмович, 2013]. Через кору плавления могли образовываться и частицы самородного Fe. Механизм этого процесса описан в [Цельмович, 2016].

Частицы Fe по форме можно условно разделить на две группы по размерам: до 50 мкм и более 50 мкм. Известно, что частицы до 50 мкм при полете микрометеоритов через атмосферу не нагреваются. Действительно, все мелкие частицы имеют резкие, угловатые формы, в то время как частицы размером более 50 мкм имеют явные признаки оплавления. Эти доводы также работают в пользу гипотезы их космического происхождения. Частицы самородного Fe могли иметь и вулканическое происхождение. Однако против этого довода работают следующие соображения:

1. В нескольких проанализированных слоях (горизонты 50, 60, 70, 100 и 120 см) имеется примерно одинаковое количество частиц Fe, относительно равномерно поступающих «сверху». Fe вулканического происхождения поступает импульсно, и было бы зафиксировано, как маркер катастрофического явления.
2. В районе изучаемого торфяника (Ярославская область, Некоузский район) нет действующих вулканов. Частицы такого размера относятся к крупным и они быстро выпадают из пепловых облаков, поэтому версия о вулканическом материале отпадает.

3. Частицы самородного Fe были найдены на сопредельной территории (в окрестностях Рыбинского водохранилища) в осадочных породах в ходе экспедиций 2015-2016 гг. [Люхин, 2016] Экспедиции проводились с целью поиска следов импактных структур. Количество найденных частиц Fe в единичной пробе было на несколько порядков ниже, чем в образцах торфа сопоставимого объема, а размер их – не более 50 мкм. Их отнесли к фоновым ММ.

4. Некоторые из частиц Fe имеют весьма характерные треки размером в несколько мкм (рис.1). Подобные треки наблюдались автором при анализе метеорита 7428 (Сан Жулиао Де Мореира) из коллекции геологического музея им. Вернадского РАН. Такие структуры могли возникнуть при столкновении с роями высокоскоростных микрочастиц. В поверхностных слоях метеорита были обнаружены треки диаметром от долей мкм и глубиной от нескольких мкм до 200 мкм. Трек становится наблюдаемым благодаря изменениям в свойствах, структуре или фазовом состоянии вещества вблизи траектории заряженной частицы или микрочастицы. Аналогичные треки были обнаружены на поверхности силиката их этого же метеорита, в частице хромшпинели осадка из Рыбинского водохранилища, в частице шрейберзита из астроблемы Цэнхэр. На рис. 2 приведена обзорная микрофотография магнитных микрочастиц, выделенных из торфа, отобранного ботаником Э.В.Гариным, горизонт 50 см. Схожие результаты получены и на горизонтах 60, 70, 100 и 120 см. На всех горизонтах обнаружено значительное количество магнетитовых шариков, самородного Fe и интерметаллидов FeCr. На некоторых частицах Fe видны микро – и наноразмерные частицы самородного W, источник которого не установлен.

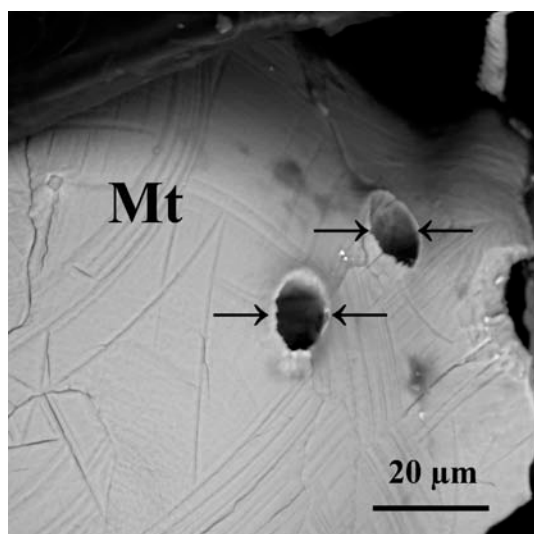


Рис.1. Треки в частице Mt из торфа.

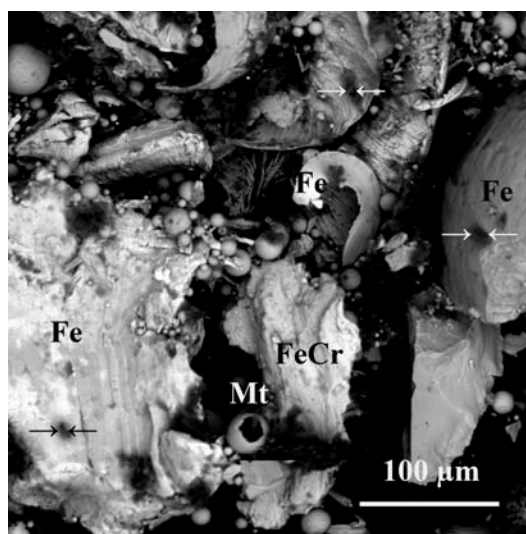


Рис.2. Гор. 50 см: Mt, Fe, FeCr.

В результате отработана методика, позволяющая выделять из торфа значительное количество частиц фоновой КП, в том числе предположительно межзвездной. Их изучение иными методами позволит получить новые фундаментальные результаты.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 16-05-00703а

Литература

1. Цельмович В.А. Возможности микроскопической диагностики космической пыли в торфе. Материалы международной конференции и школы молодых ученых "ЧЕБАРКУЛЬ 2015". Издательство "ТЕТА", г. Челябинск. Стр. 193-196.
2. Tselmovich V.A., Kurazhkovskii A.Yu., Kazansky A.Yu., Shchetnikov A.A., Research of the holocene events recorded in the peat by the magnetic and microprobe data // EXPERIMENT In GeoSciences: Mineralogy.Petrology.Geochemistry. Crystallography. Geophysics. Isotopy. ISSN 0869-2904. 2016 Volume 22 Number 1.P.21-23.
3. Цельмович В.А. Космические шарики на поверхности челябинского метеорита / Материалы и доклады Международной научно-практической конференции «Астероиды и кометы. Челябинское событие и изучение падения метеорита в озеро Чебаркуль» (Чебаркуль, 21-22 июня 2013 г.) 2013. С.140-147.
4. Цельмович В.А., Корзинова А.С. Особенности состава и микроструктуры толстой коры плавления фрагмента Челябинского метеорита. Мат. IV междунар. конф. мол. ученых «Метеориты, астероиды, кометы». Екатеринбург. Форт Диалог-Исеть, 2016. С.141-145.
5. Люхин А.М., Цельмович В.А., Губарь А.Ю. и др. Серебро и импактные минералы в породах северо-западного обрамления Рыбинского водохранилища // ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ. М., Издательство ЦНИГРИ., Москва. 2016. №4. С.73-83.

MICROSTRUCTURE AND COMPOSITION OF BACKGROUND COSMIC DUST FROM PEAT

Tselmovich V.A., GO «Borok» of IFZ RAS tselm@mail.ru

In several horizons of peat (50-120 cm), magnetic particles were discovered and studied. These particles were identified as cosmic dust and micrometeorites. There are convincing arguments in favor of such a conclusion. Some particles had characteristic tracks on the surface from the action of high-speed particles. As a result, a technique has been developed that makes it possible to extract a significant amount of particles of background cosmic dust from peat, including particles up to 300 μm in size. Their study by other methods will yield new fundamental results.

ОТЛИЧИЯ В ПОВЕДЕНИИ СВИНЦА И ЦИНКА В УСЛОВИЯХ ВЫСОКОБАРНОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ВОДОНАСЫЩЕННОГО ГРАНИТНОГО РАСПЛАВА

Чевычелов В.Ю.

Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ) РАН,
Черноголовка, chev@iem.ac.ru

В процессе кристаллизации гранитного расплава происходит распределение компонентов между тремя и более фазами: выделяющимся флюидом, образующимися кристаллическими фазами (их несколько) и остаточным расплавом. При экспериментальном изучении этого явления мы столкнулись с серьезными трудностями, связанными с тем, что при температуре выше солидуса кристаллизация кислого расплава протекает крайне медленно, вследствие высокой вязкости расплава. Поэтому эксперименты проводились в субсолидусной, но близосолидусной области при давлении не ниже 250 МПа. В этих условиях нами получена достаточно высокая степень раскристаллизации гранитного расплава (более ~50 об.%) и выделяющийся в процессе кристаллизации флюид был близок к равновесию с кристаллическими фазами и остаточным расплавом.

В ходе подготовки экспериментов столбик водонасыщенного (0.1m HCl+1m NaCl) стекла (~1 г), предварительно наплавленного из гранита массива Акчатау и содержавшего по ~0.4-0.5 мас.% PbO и ZnO, помещали в заваренную Pt ампулу. Кристаллизация проводилась путем медленного понижения температуры при двух давлениях ($P \sim 270$ и ~ 510 МПа): $T = 630 \rightarrow 580^\circ\text{C}$, $P = 285 \rightarrow 255$ МПа и $T = 600 \rightarrow 550^\circ\text{C}$, $P = 520 \rightarrow 500$ МПа. Эксперименты проводились на экзоклавной гидротермальной установке при величине f_{O_2} , близкой к буферу Ni-NiO. Для извлечения, выделившегося при кристаллизации флюида из межкристаллических пор, применялась изохорическая закалка, при которой с уменьшением температуры давление сбрасывалось с такой скоростью, чтобы поддерживался максимально допустимый свободный объем ампулы. После опыта основная часть раствора находилась в свободной от образца части ампулы и легко извлекалась под действием внутреннего давления при осторожном прокалывании стенки ампулы тонкой иглой.

После опыта в центральной части штабиков закалочных образцов наблюдалось образование больших полостей, стенки которых были сложены достаточно крупными кристаллами полевых шпатов и кварца, размером до 50-100 мкм. Химический состав кристаллических фаз и закалочного стекла определяли с помощью микрозондового анализа в два этапа: вначале с помощью энерго-

дисперсионного спектрометра определяли общий валовый состав фазы, а затем в этой же точке (размер зонда около 5 мкм), используя кристалл-дифракционный спектрометр, более точно определяли содержания Pb и Zn. Кристаллизующиеся в системе твердые фазы представлены кварцем и полевыми шпатами: альбитом (*Ab*), олигоклазом (*Olg*), анортоклазом (*Ancl*) и обогащенным K₂O полевым шпатом неопределенного нами вида (*Kfs*). В кварце примеси свинца и цинка не обнаружены. В остаточном расплаве содержания полиметаллов уменьшаются до 0.2-0.3 мас.% PbO и ZnO. Значения pH закалочных растворов составляли ~4.0 при $P \sim 270$ МПа и ~6.0 при $P \sim 510$ МПа. Поля расплава (стекла), остающегося после кристаллизации, имеют довольно значительные размеры от 50 до 1000 и более мкм. Несмотря на некоторую неоднородность этих остаточных расплавов по содержаниям K, Na, Ca, и частично по Fe и Al, концентрации полиметаллов в них довольно постоянны (около 0.2-0.3 мас.%). Эти концентрации вдвое ниже, чем в исходном (0.4-0.5 мас.% PbO и ZnO) расплаве. Исключением являются лишь несколько составов остаточного расплава, в которых увеличение содержания PbO коррелирует с увеличением CaO.

Установлено существенное влияние давления на распределение полиметаллов между выделяющимся из гранитного расплава флюидом и кристаллизующимися полевыми шпатами. Так при $P \sim 270$ МПа цинк предпочтительнее концентрируется во флюиде, чем в кристаллических фазах, за исключением *Kfs*; а свинец равномерно входит в разные фазы - коэффициенты его распределения близки к единице. При $P \sim 510$ МПа содержания полиметаллов во флюиде уменьшаются более чем на порядок, одновременно содержания свинца в *Olg* и *Kfs* существенно (в 6-7 раз) увеличиваются. При таком давлении полиметаллы начинают концентрироваться, главным образом, в полевых шпатах (за исключением Zn в *Ab*), причем в большей степени в *Olg* и *Kfs*. Можно отметить отрицательную корреляцию между содержаниями PbO (ZnO) и SiO₂ в составе полевых шпатов, которая, вероятно, отражает изменение содержания анортитового компонента.

По-видимому, в наших экспериментах свинец может присутствовать в структуре полевых шпатов в виде «свинцового анортитового» комплекса-минала (PbAl₂Si₂O₈), либо заменяя два атома калия с образованием одной катионной вакансии в *Kfs* (PbAl₂Si₆O₁₆). Цинк в этих условиях скорее остается в расплаве или в *Olg*, минимально входя в *Ab*. Экспериментально полученное наименьшее, среди полевых шпатов, содержание Zn в *Ab* хорошо согласуется с природными геохимическими данными [Антипин и др.,

1984]. Можно предположить, что недостаток Zn по балансу масс связан с образованием его собственных минералов типа франклинита $(\text{Zn,Fe,Mn})(\text{Fe,Mn})_2\text{O}_4$ или цинкита $(\text{Zn,Mn})\text{O}$. Природные геохимические данные свидетельствуют, что полевые шпаты при кристаллизации кислых магматических пород концентрируют Pb лучше других минералов. В то время как Zn при этом преимущественно накапливается в слюдах и амфиболах, замещая двухвалентные магний и железо [Антипин и др., 1984].

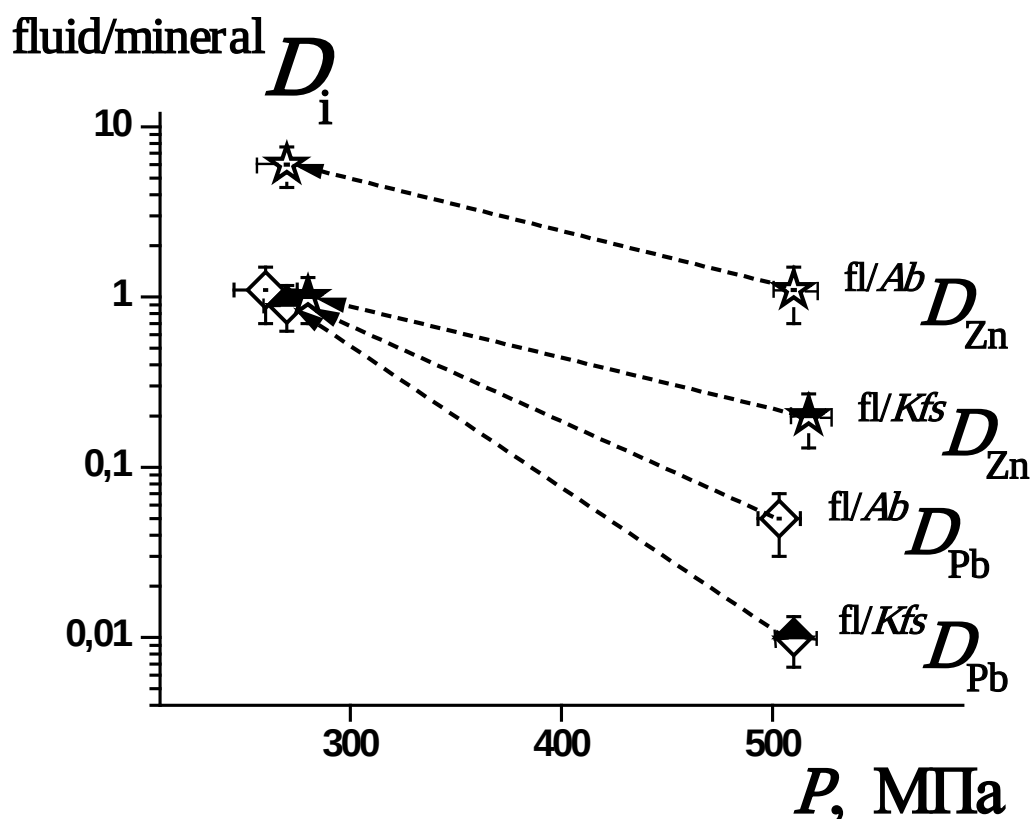


Рис. 1. Влияние давления на «эффективные» коэффициенты распределения Pb и Zn между отделившимся от гранитного расплава флюидом и кристаллизующимися полевыми шпатами

Рисунок 1 показывает влияние давления на распределение полиметаллов. Обращает на себя внимание заметная разница в поведении Pb и Zn в данной системе. С уменьшением давления коэффициенты распределения Pb и Zn возрастают, но в разной степени: для Pb на 1.5-2 порядка, а для Zn в ~5 раз. Если во флюиде концентрации этих элементов близки между собой, то в полевых шпатах может содержаться много больше Pb, чем Zn. Такому преобладанию Pb способствует увеличение анортитового компонента и рост давления. Так при ~510 МПа содержание Pb в полевых шпатах на 1-2 порядка больше, чем во флюиде; а содержание Zn в Ab близко к его содержанию во флюиде и

существенно возрастает лишь в *Olg* и *Kfs*, хотя и в меньшей степени, чем для *Pb*.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-03393-а) и программы ОНЗ РАН «Комплексные исследования по актуальным проблемам наук о Земле».

Литература

Антипин В.С., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах. М.: Наука, 1984. 254с.

DIFFERENCES IN THE BEHAVIOUR OF LEAD AND ZINC AT HIGH-PRESSURE CRYSTALLIZATION OF WATER-SATURATED GRANITIC MELT

Chevychelov V.Yu.

Institute of experimental mineralogy (IEM) RAS, Chernogolovka

chev@iem.ac.ru

During the preparation of the experiments a sample of water-saturated glass contained PbO and ZnO was placed in Pt capsule and sealed. Crystallization was carried out by slow decrease of temperature at two pressures ($P \sim 270$ and ~ 510 MPa): $T = 630 \rightarrow 580^\circ\text{C}$, $P = 285 \rightarrow 255$ MPa and $T = 600 \rightarrow 550^\circ\text{C}$, $P = 520 \rightarrow 500$ MPa. The solid phases, crystallizing in the system, are represented by quartz and feldspars: albite (*Ab*), oligoclase (*Olg*), anorthoclase (*Anc*) and K_2O enriched feldspar (*Kfs*). A significant influence of pressure on the partitioning of polymetals between the fluid, evolved from the granite melt, and crystallizing feldspars has been established. Namely at $P \sim 270$ MPa, zinc is preferentially concentrated in the fluid than in the crystalline phases. Lead enters uniformly into different phases. At $P \sim 510$ MPa the contents of polymetals in the fluid decrease by more than an order of magnitude, while the lead content in *Olg* and *Kfs* increases significantly (by a factor of 6-7). At this pressure the lead begins to concentrate mainly in feldspars.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТЕЙ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ГРАНИЦ И НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ГЛУБИННЫХ ЗОНАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

¹**Черников А.Г.**, ²**Либина Н.В.**

¹Институт проблем комплексного освоения недр (ИПКОН) РАН,
г. Москва, agchernikov@mail.ru

²Институт океанологии РАН им. П.П.Ширшова, г. Москва

За последнее время в мире заметно возрос объем глубинных исследований Земли с применением методов разведочной геофизики. Это связано, помимо развития технической и методической базы, и с возросшим интересом геологов к глубинному строению Земли. Наличие в научном обороте большого количества разнообразного геолого-геофизического материала по глубинной тематике, в т.ч. уникальный эксперимент в виде Кольской сверхглубокой скважины СГ-3, подтолкнули авторов к разработке (по данным ДЗЗ) глубинной геолого-геофизической модели Кольского полуострова и прилегающей акватории. В работе использован новый метод (способ) оперативного прогноза и построения 3D скоростной модели глубинных отложений слабо исследованных морских акваторий и прилегающей суши [Черников А., Либина Н., 2011, 2016]. Метод многофакторного, нелинейного, динамического прогнозирования и моделирования глубинного строения и свойств геологической среды использует математический аппарат нелинейной Марковской статистики [Вистелиус А., 1980] и оформлен в виде программно-методического комплекса. С использованием комплекса был выполнен проект томографического прогнозирования-моделирования глубинного строения (до 13700 м.) севера Российской части Кольского полуострова и прилегающей акватории Баренцева моря размером 300 x 200 километров. На рисунке 1 представлена цифровая карта рельефа (IBCAO-3), принятая в качестве основы для глубинного 3D моделирования и рассчитанная по ней глубинная томограмма (скоростной разрез, изображенный в тонах, соответствующих прогнозным значениям кажущейся скорости – V_k , м/с).

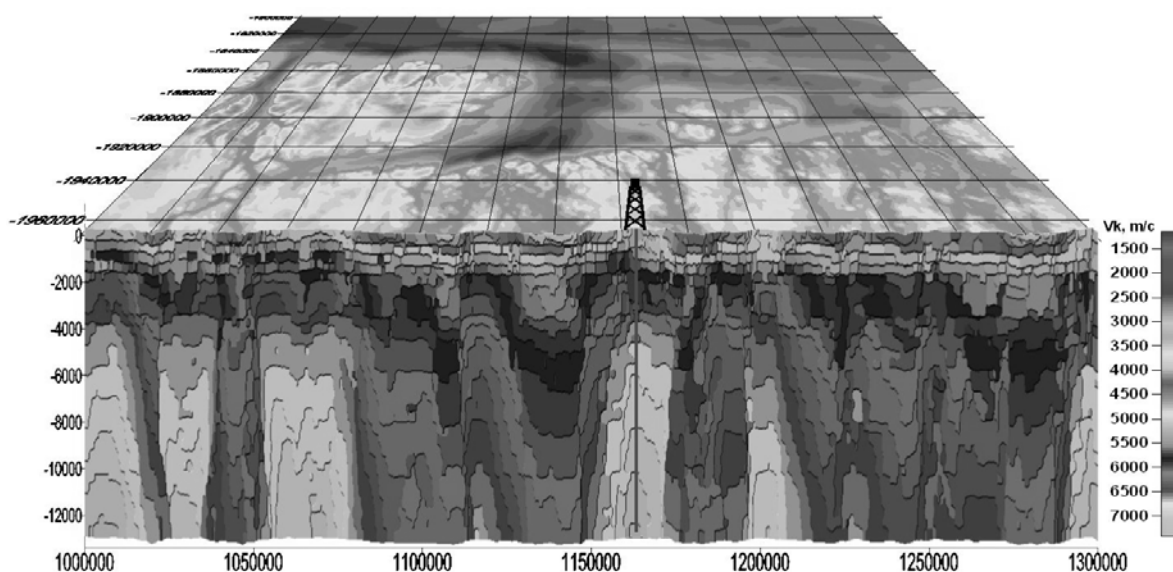


Рисунок 1. 3-D модель строения северной части Кольского полуострова, представленная в виде томограммы, пересекающей глубинный разрез, вскрытый скважиной СГ-3.

Представленная на рисунке 1 модель разреза позволяет предположить существенную неоднородность состава и строения моделируемой толщи. Причем, нанесенная проекция оси скважины на прогнозную томограмму свидетельствует, скорее, о аномальности выбранного для глубинных исследований разреза, относительно преобладающего (по частоте встречаемости свойств) комплекса отложений представленных на профиле. Подсеченная скважиной вертикальная высокоскоростная структура позволила охарактеризовать отложения более глубинного генезиса, нежели окружающие осадки. Впрочем, это и было одной из основных задач, поставленных перед Кольской сверхглубокой скважиной.

В скважине выполнялся большой объем петрофизических исследований. На этапе определения возможностей метода марковской томографии при моделировании глубинных отложений Балтийского щита осуществлялась оценка адекватности прогнозируемых значений кажущейся скорости, путем сопоставления с данными проведенных в скважине акустического каротажа и вертикального сейсмического профилирования. Сопоставление с данными кернового опробования не представлялось убедительным, т.к. на показания акустических свойств сильное влияние оказывает техногенное воздействие процесса бурения усиленное проявлением внутренних напряжений при локальной разгрузке массива. (Рисунок 2)

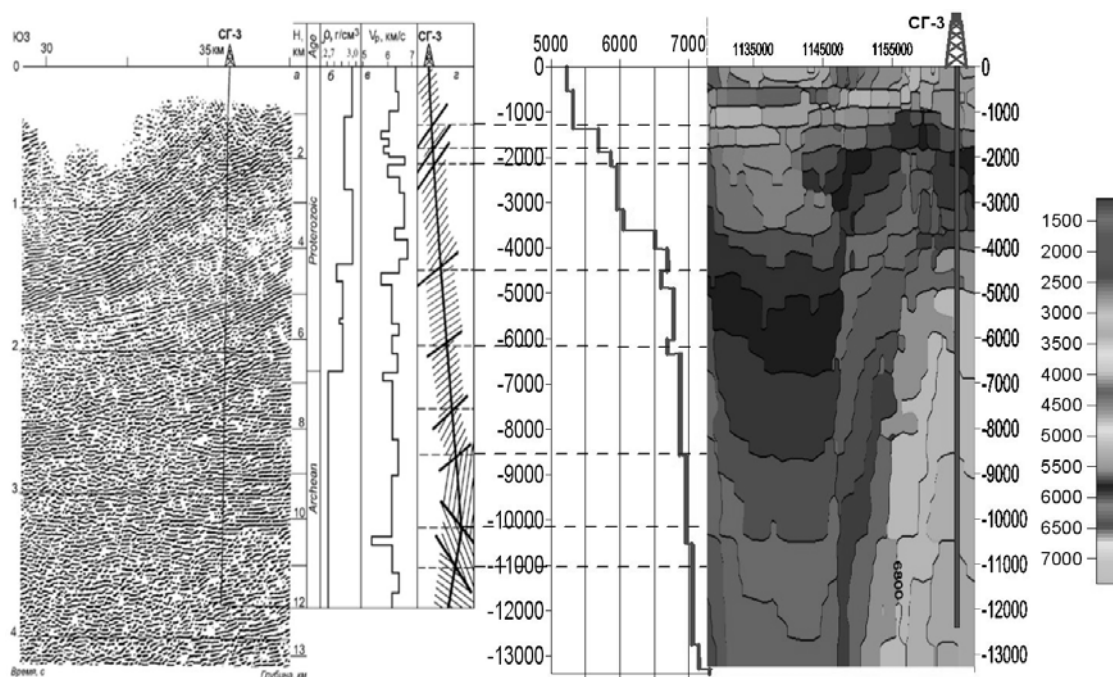


Рисунок 2. Сопоставление данных сейсморазведки, свойств пород (а,б,в,г) по скв. СГ-3 [Трипольски А.А., Шаров Н.В., 2004] с результатами прогноза строения массива и значений кажущейся скорости по данным марковской гипсотомографии.

Различия в значениях сопоставляемых оценок скорости наблюдаются в верхней части разреза. Занижение кажущихся скоростей в нашем разрезе объясняется тем, что 3D-модель рассчитывалась как априорная, т.е. использовалась только типовая модель прогнозируемой скорости, разработанная для континентальных и морских отложений фанерозоя. Для районов обнажения дорифейской консолидации – щитов, необходима корректировка нашей скоростной модели. Впрочем, отклонения в приповерхностной части находятся в пределах 0.7 км/с. При этом, достоверность результатов скважинных исследований не оценивалась.

Следует отметить, что проиллюстрированная на материалах Кольского полуострова и его окрестностей методика прогнозирования глубинного строения не использовала какие-либо априорные данные о строении региона, за исключением электронной карты рельефа.

Литература

1. Вистелиус А.Б. Основы математической геологии. Л.: Наука, 1980. 389 с.

2. Казанский В.И., Кузнецов ОЛ, Кузнецова А.В., Лобанов К.В., Черемисина Е.Н. Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района. Опыт изучения Кольской сверхглубокой скважины. // Геология руд. месторождений. 1994. Т.36, №6. С. 500-519.
3. Трипольский А.А., Шаров Н.В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным // Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. 159 с.
4. Черников А.Г., Либина Н.В.. Использование марковской гипсотомографии при геологических исследованиях в океанологии // Океанология, 2011, том 51, № 3, с.561-565.
5. Черников А.Г., Либина Н.В. Прогноз структуры и свойств глубинного массива в районе Кольской сверхглубокой скважины. Вестник МГТУ, том 19, № 1/1, 2016 г. стр. 53–60.

ESTIMATION OF REMOTE SENSING POSSIBILITIES FOR STUDYING GEOPHYSICAL BORDERS AND INHOMOGENEITIES IN THE DEEP CROPS

¹**Chernikov A.G.,** ²**Liibina N.V.**

¹Research Institute of Comprehensive Exploitation of Mineral Resources (IPKON) RAS, Moscow, agchernikov@mail.ru

²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow

The proposed method allows for quick, according to remote sensing data, to perform a preliminary analysis of the deep structure of unexplored or poorly investigated and hard-to-reach areas; create petrophysical 3D models, identify zones of structural disturbances. The calculation can be carried out both for areas with complex terrain and in the border zones "shore-sea".

КОМПЬЮТЕРНОЕ ЛОГИКО-ИНФОРМАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЛЯ ИХ ПРОГНОЗА И ПОИСКА

Чижова И.А., Волков А.В.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии Российской Академии наук (ИГЕМ РАН),
tchijova@igem.ru

Имеющаяся количественная информация по золоторудным месторождениям, собранная в процессе выполнения исследований по теме, использовалась для выявления элементов, характерных для анализируемых 14 групп месторождений (таблица 1): элементов, характерных для конкретной группы и не характерных для других групп месторождений – с целью их использования для идентификации месторождений (определения группы, к которой принадлежат пробы с исследуемого месторождения).

Данная задача в формализованном виде может рассматриваться как задача распознавания образов. Для ее решения использовался логико-информационный анализ (Чижова, 2010): специальный алгоритм метода распознавания образов, основанный на изучении вариационных рядов объектов исследования и принципов подобия. Суть этого метода заключается в определении информативных признаков для разделения разных групп объектов данных и оценки их значимости для определения степени этого различия и сходства. Определение информативных признаков основывается на принципе общности свойств объектов, принадлежащих к одной и той же группе.

В результате расчетов для каждого исследуемого объекта (пробы) получено множество факторов, характеризующих степень его похожести на объекты конкретной анализируемой группы.

В процессе логико-информационного анализа признаки получают количественную оценку степени их важности для выбора перспективных площадей.

Математическая обработка данных позволила нам составить логико-информационные модели (набор информативных признаков, с указанием их разделяющих весов и диапазонами изменения их значений (интервалами-индикаторами), характерными для анализируемых групп).

В результате расчета получены логико-информационные модели каждой анализируемой группы месторождений, как наборы из 52 признаков-элементов с весами в диапазоне от 0 до 0.097, сравнение которых представлено в таблице 2.

Таблица 1. Классификационная таблица

№	Формационный тип	Подтип	Рудный комплекс	Тектоно-металлогеническая обстановка	Примеры эталонных месторождений в базе данных	Число проб
1	Au-Ag эпитермальный	HS	Fe-Q	Кедонский средне-палеозойский вулканический пояс, Омогонский кратонный террейн	Юное	5
2	Au-Ag эпитермальный	LS Au/Ag=1/1-1.3	Fe-Q	Кедонский средне-палеозойский вулканический пояс, Омогонский кратонный террейн	Кубака, Цоколь, Биркачан, Бургали, Южное Бургали, Магнитный, Ольча	32
3	Au-Ag эпитермальный	LS Au/Ag=1/3-1/10	Cu-Mo-Porph	ОЧВП, террейн пассивной континентальной окраины	Джультетта, Тихое, Нявленга, Дальнее	22
4	Au-Ag эпитермальный	LS Au/Ag=1/3-1/10	Sn-Porph	ОЧВП, террейн пассивной континентальной окраины	Ойра, Печальное, Ущельное, Аган, Утесное, Пепенвеем, Эргувеем	34
5	Au-Ag эпитермальный	LS Au/Ag=1/3-1/10	Cu-Mo-Porph	Анадырский сектор ОЧВП, Олойский островодужный террейн	Купол, Морошка, Телевеем	13
6	Au-Ag эпитермальный	LS Au/Ag=1/3-1/10	IRGS	Анадырский сектор ОЧВП, террейн пассивной континентальной окраины	Двойное, Сентябрьское	12
7	Ag -Au эпитермальный	IS; Au/Ag>1/100	Sn-Porph	Омсукчанский рифтогенный прогиб, ОЧВП	Дукат, Лунное, Теплое	15
8	Au-Ag эпитермальный	LS Au/Ag=1/3-1/10	Cu-Mo-Porph	Камчатские вулканические пояса, офиолиты	Аметистовый, Родниковое	13
9	Au-кварцевый	3KMT	Au-Sf	Орогенная, ЯКС, террейн пассивной континентальной окраины	Наталкинское, Павлик, Дегдекан, Родионовское, Мальдяк, Дразное Каральвеем, Озерное	44
10	Au-кварцевый	3PM	Au-Sf	Орогенная, ЯКС, террейн пассивной континентальной окраины	Школьное, Бутарное, Дорожное, Малыш, Хугланах, Малтан	30
11	Au-сульфидный	Au-As-Sb	IRGS	Террейны пассивной континентальной окраины	Майское, Албазино, Сарылах, Малтан, Тан, Тунгусское, Пологое	30
12	Au-редкометалльный	3PM	IRGS	ОЧВП, зоны ТМА	Волочек, Обход, Ветвистое, Ключ Флюоритовый	15
13	Cu-Mo-Au-порфировый	Cu-Mo-Au	Cu-Mo-Porph	Олойский островодужный вулканический пояс	Песчанка, Находка, Бургахчан Лора, Уптар	19
14	Au-колчеданный	Cu-Zn-Pb-Au-Ag	Kuroko	Уяндино-Ясаченский вулканический пояс	Хотойдох	5
	Прогноз				Прогнозные площади	77
	Всего проб					366

Таблица 2. Сравнение 14 групп месторождений по элементному составу

Группа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	Элементы
Элементы	Разделяющие веса информативных признаков														
1 Li	0.017	0.021	0.018	0.031	0.029	0.031	0.018	0.022	0.022	0.026	0.009	0.015	0.021	0.04	Li
2 Be	0.019	0.018	0.017	0.023	0.02	0.018	0.054	0.022	0.024	0.022	0.013	0.017	0.02	0.032	Be
3 P	0.026	0.035	0.011	0.016	0.031	0.017	0	0	0.023	0.017	0	0.016	0.017	0.018	P
4 Sc	0.021	0.015	0.017	0.02	0.016	0.014	0.024	0.014	0.014	0.013	0.039	0.018	0.01	0	Sc
5 Ti	0.031	0.014	0.022	0.019	0.019	0.016	0.023	0.02	0.027	0.021	0.018	0.023	0.015	0.025	Ti
6 V	0.018	0.014	0.014	0.02	0.022	0.019	0.012	0.013	0.021	0.024	0.02	0.021	0.022	0.018	V
7 Cr	0.016	0.022	0.018	0.019	0.021	0.016	0.024	0.04	0.023	0.012	0.022	0.02	0.017	0.023	Cr
8 Mn	0.016	0.018	0.02	0.017	0.03	0.024	0.097	0.018	0.015	0.026	0.02	0.014	0.014	0.02	Mn
9 Co	0.014	0.028	0.018	0.017	0.016	0.013	0.01	0.013	0.016	0.02	0.02	0.03	0.017	0.013	Co
10 Ni	0.009	0.028	0.016	0.019	0.027	0.012	0.018	0.017	0.026	0.015	0.019	0.026	0.03	0.011	Ni
11 Zn	0.01	0.025	0.012	0.017	0.023	0.032	0.026	0.021	0.017	0.025	0.017	0.014	0.02	0.04	Zn
12 Ga	0.021	0.024	0.016	0.016	0.019	0.015	0.012	0.014	0.015	0.024	0.013	0.015	0.019	0.03	Ga
13 As	0.012	0.026	0.026	0.02	0.024	0.028	0.029	0.026	0.036	0.037	0.015	0.015	0.031	0.017	As
14 Se	0.018	0.02	0.017	0.023	0.017	0.014	0.014	0.022	0.017	0.014	0.044	0.013	0.012	0.011	Se
15 Rb	0.019	0.015	0.029	0.027	0.017	0.024	0.025	0.013	0.022	0.021	0.009	0.014	0.017	0.018	Rb
16 Sr	0.019	0.028	0.018	0.03	0.025	0.02	0.02	0.018	0.018	0.025	0.013	0.023	0.026	0.027	Sr
17 Y	0.016	0.014	0.022	0.018	0.017	0.016	0.011	0.013	0.015	0.016	0.011	0.019	0.015	0.011	Y
18 Zr	0.024	0.017	0.021	0.019	0.02	0.017	0.028	0.016	0.028	0.016	0.016	0.029	0.017	0.028	Zr
19 Nb	0.026	0.014	0.015	0.017	0.016	0.015	0.009	0.007	0.016	0.02	0.023	0.026	0.021	0.01	Nb
20 Mo	0.023	0.022	0.015	0.02	0.022	0.023	0.011	0.024	0.015	0.025	0.015	0.012	0.024	0.024	Mo
21 Ag	0.017	0.013	0.02	0.017	0.023	0.033	0.03	0.016	0.018	0.02	0.029	0.013	0.027	0.018	Ag
22 Cd	0.01	0.025	0.021	0.021	0.017	0.026	0.027	0.024	0.019	0.023	0.016	0.016	0.017	0.04	Cd
23 In	0.02	0.024	0.026	0.03	0.01	0.013	0.019	0.032	0.023	0.016	0.027	0.012	0.021	0.026	In
24 Sn	0.019	0.017	0.011	0.017	0.017	0.026	0.014	0.015	0.014	0.012	0.038	0.024	0.018	0.019	Sn
25 Sb	0.021	0.021	0.014	0.017	0.025	0.025	0.019	0.013	0.026	0.023	0.045	0.016	0.03	0.019	Sb
26 Te	0.003	0.014	0.018	0.015	0.018	0.033	0.016	0.019	0.018	0.016	0.02	0.024	0.023	0.01	Te
27 Cs	0.019	0.025	0.021	0.024	0.02	0.026	0.011	0.015	0.021	0.02	0.01	0.019	0.03	0.029	Cs
28 Ba	0.02	0.029	0.016	0.023	0.024	0.014	0.02	0.016	0.013	0.019	0.016	0.023	0.021	0.03	Ba
29 La	0.025	0.017	0.018	0.015	0.029	0.027	0.014	0.014	0.014	0.018	0.034	0.012	0.02	0.024	La
30 Ce	0.025	0.021	0.034	0.014	0.012	0.019	0.016	0.013	0.019	0.016	0.025	0.011	0.015	0.011	Ce
31 Pr	0.022	0.019	0.022	0.018	0.026	0.02	0.013	0.013	0.021	0.019	0.024	0.011	0.014	0.01	Pr
32 Nd	0.024	0.02	0.023	0.023	0.022	0.016	0.013	0.014	0.021	0.019	0.021	0.012	0.013	0.017	Nd
33 Sm	0.03	0.013	0.024	0.019	0.014	0.016	0.013	0.013	0.025	0.017	0.018	0.01	0.013	0.024	Sm
34 Eu	0.023	0.027	0.018	0.02	0.017	0.015	0.014	0.015	0.018	0.015	0.015	0.014	0.019	0.027	Eu

35	Gd	0.018	0.015	0.023	0.017	0.016	0.013	0.015	0.015	0.016	0.023	0.014	0.011	0.019	0.024	Gd	35
36	Tb	0.018	0.013	0.027	0.015	0.016	0.013	0.02	0.014	0.017	0.016	0.016	0.013	0.022	0.009	Tb	36
37	Dy	0.019	0.014	0.024	0.014	0.016	0.015	0.013	0.017	0.021	0.014	0.011	0.018	0.016	0.013	Dy	37
38	Ho	0.026	0.018	0.028	0.015	0.018	0.017	0.013	0.014	0.012	0.013	0.014	0.022	0.024	0.01	Ho	38
39	Er	0.015	0.016	0.023	0.017	0.024	0.017	0.013	0.016	0.014	0.014	0.013	0.033	0.016	0.013	Er	39
40	Tm	0.02	0.011	0.018	0.013	0.014	0.012	0.018	0.016	0.013	0.015	0.015	0.031	0.015	0.01	Tm	40
41	Yb	0.018	0.012	0.021	0.015	0.021	0.017	0.013	0.017	0.014	0.015	0.017	0.031	0.014	0.01	Yb	41
42	Lu	0.021	0.015	0.02	0.015	0.011	0.015	0.02	0.022	0.016	0.019	0.015	0.029	0.014	0.01	Lu	42
43	Hf	0.021	0.011	0.024	0.013	0.008	0.015	0.019	0.053	0.028	0.019	0.023	0.029	0.014	0.01	Hf	43
44	Ta	0.03	0.017	0.013	0.013	0.008	0.014	0.014	0.066	0.024	0.018	0.027	0.019	0.015	0.01	Ta	44
45	W	0.021	0.014	0.016	0.019	0.016	0.018	0.012	0.021	0.014	0.017	0.027	0.019	0.024	0.012	W	45
46	Ti	0.017	0.024	0.013	0.035	0.021	0.019	0.013	0.012	0.023	0.022	0.011	0.011	0.014	0.016	Ti	46
47	Pb	0.013	0.035	0.022	0.023	0.024	0.021	0.016	0.018	0.015	0.017	0.014	0.017	0.028	0.032	Pb	47
48	Bi	0.017	0.017	0.014	0.017	0.011	0.014	0.023	0.015	0.016	0.016	0.011	0.049	0.014	0.026	Bi	48
49	Th	0.02	0.018	0.016	0.017	0.014	0.018	0.022	0.046	0.019	0.031	0.023	0.018	0.019	0.01	Th	49
50	U	0.025	0.016	0.015	0.016	0.017	0.017	0.014	0.027	0.021	0.025	0.016	0.024	0.024	0.022	U	50
51	Au	0.02	0.019	0.02	0.029	0.022	0.017	0.015	0.012	0.022	0.015	0.018	0.019	0.016	0.011	Au	51
52	Cu	0.01	0.013	0.016	0.015	0.016	0.034	0.026	0.013	0.013	0.016	0.017	0.012	0.027	0.03	Cu	52
	Группа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		

Примечание. Цветом выделены наиболее информативные (с наименьшими разделяющими весами) элементы для идентификации групп проб месторождений.

Полученные правила для принятия решения позволили надежно определить принадлежность проб к выделенным группам месторождений из базы данных. Поэтому их можно использовать для оценки прогнозных площадей (таблица 3).

Система моделей основана на широком наборе элементов и репрезентативной базе данных эталонных месторождений. Это позволяет использовать их при изучении и оценке этого типа месторождений в аналогичных рудоносных провинциях.

Рудные комплексы выделены по (Сидоров и др., 2011): Fe-Q - железисто-кварцитовый; Cu-Mo-Porph - Cu-Mo-порфировый; Sn-Porph - Sn-порфировый; IRGS - связанная с интрузиями золотая система; Au-Sf - зоны сульфидизации; Zn-Pb - Ауколчеданный (тип Куроко).

Логико-информационные модели предназначены для применения на прогнозно-поисковой стадии геологоразведочных работ. Их использование заключается в экспресс-анализе информации: последовательного набора критериев, направленных на выбор наиболее перспективного участка для постановки геологоразведочных работ поисковой стадии.

База аналитических данных создана с целью получения геохимических и термобарогеохимических признаков поисковых объектов.

Определение концентрации порообразующих и отдельных примесных элементов в пробах проведено методом рентгенофлуоресцентного анализа на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель AxiosmAX производства компании PANalytical (Нидерланды 2012 г.).

Проведение и использование результатов фундаментальных научных исследований, предусмотренное алгоритмом, значительно повышают надежность выбора перспективных участков, сокращают время проведения и, в конечном итоге, уменьшают стоимость прогнозно-поисковых работ. На их основе возможна оценка перспектив промышленного освоения поисковых объектов и разработка рекомендаций по направлению ГРП.

Таблица 3. Качество распознавания проб по выборке с помощью построенных решающих правил

Номер группы объектов	Количество объектов (проб) в группе	Количество правильно распознанных объектов	Количество ошибочно распознанных объектов	Качество распознавания объектов группы
1	5	5	0	1.000
2	32	31	1	0.969
3	22	20	2	0.909
4	34	28	6	0.824
5	13	13	0	1.000
6	12	12	0	1.000
7	15	15	0	1.000
8	13	13	0	1.000
9	44	32	12	0.727
10	30	26	4	0.867
11	30	28	2	0.933
12	15	15	0	1.000
13	19	18	1	0.947
14	5	5	0	1.000
Порог отбора информативных признаков – 0.05				
Всего ошибок - 28				
Всего объектов - 289				
Качество распознавания $28/289=0.903$				

Работа выполнена в рамках базовой темы № 0136-2016-001 "Металлогения уникальных рудных районов вулканогенных поясов и зон орогенеза различного возраста окраинноморской литосферы Северо-востока Азии".

Литература

1. Сидоров А.А., Волков А.В., Чехов А.Д., Савва Н.Е., Алексеев В.Ю., Уютнов К.В. Вулканогенные пояса окраинноморской литосферы северо-востока России и их рудоносность // Вулканология и сейсмология. 2011. № 6. С. 21–35.
2. Чижова И.А. Логико-информационное моделирование при прогнозно-металлогеническом анализе перспективных площадей // Труды Учреждения Российской академии наук Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН: новая серия - Вып. 4: Современные проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 59-84. ISBN 978-5-88918-019-7.

COMPUTER LOGIC-INFORMATION MODELING OF GOLD DEPOSITS FOR THEIR PREDICTION AND PROSPECTING

Chizhova I.A., Volkov A.V.

Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry, Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Russia,
tchijova@igem.ru

The available quantitative information on gold deposits was collected while the research and was used to identify the elements characteristics of the 14 deposit groups: elements specific to particular group and not characteristic of other deposit groups - for their using for identification of deposits (determination of the group to which samples from the investigated deposit belong).

The models system is based on a broad set of interrelated criteria and representative database of etalon deposits. It permits to use the models in the study and evaluation of this type deposits in similar ore-bearing provinces.

Carrying out and using the results of fundamental scientific research, provided by the algorithm, significantly increase the reliability of choosing promising areas, shorten the time of conducting and, ultimately, reduce the cost of prediction and prospecting works.

МОНИТОРИНГ ЛОКАЛЬНЫХ ВАРИАЦИЙ НДС НА ОСНОВЕ НАБЛЮДЕНИЯ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ В ВОДОНАСЫЩЕННОЙ СКВАЖИНЕ

¹**Чирков Е.Б.,** ²**Идармачев И.Ш.**

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ИФЗ РАН,
ye_chirkov@list.ru,

²Институт геологии Дагестанского Научного Центра РАН, ИГ ДНЦ
РАН, ibra182@yandex.ru

Задача мониторинга вариаций напряженно-деформированного состояния (НДС) вблизи плотин ГЭС имеет важное практическое значение, так как любые динамические явления вблизи плотины могут иметь катастрофические последствия. Эта задача представляет также большой научный интерес, поскольку сезонные изменения уровня водохранилища создают значительную вариацию НДС вмещающей среды, что позволяет наблюдать реакцию среды на контролируемое воздействие. В виду важности и сложности данной задачи актуальным является создание новых методов для повышения информативности результатов мониторинга.

В данной работе оценивается возможность мониторинга вариаций локального НДС массива на основе анализа данных наблюдения кажущегося сопротивления (КС) с помощью прецизионной станции «Георезистор» [Абдулаев и др., 2008] в скважине, пробуренной для наблюдения за боковой фильтрацией воды из водохранилища в период его заполнения. Выбор мониторинга кажущегося сопротивления для контроля вариаций НДС массива связан с высокой тензочувствительностью этого параметра, подтвержденной полевыми измерениями и лабораторными экспериментами [Барсуков, 1971], [Morrow and Brace, 1981], и возможностью оценить вариации НДС в выбранной области конечного размера расположенной внутри горного массива. Измерительная установка Венера размером 9 метров расположена в скважине, пробуренной для наблюдения за боковой фильтрацией воды из водохранилища в период его заполнения. Из-за высокой чувствительности геометрии трещинного пространства к внешним воздействиям, несмотря на полную водонасыщенность породы, здесь можно ожидать тензочувствительности, сравнимой с известной для туфов (10^3 - 10^5) [Morrow and., Brace, 1981]. Расположение в водонасыщенной скважине позволяет использовать для генератора серийный 12 вольтный источник, а помещение измерительной установки на 40 метров ниже уровня воды в скважине существенно снижает влияние внешних метеорологических факторов. Использование 24 разрядного АЦП

для измерения КС и расчет среднего за сутки значения позволяет добиться высокой точности и надёжности оценки величины медленных вариаций КС.

Измеряемое кажущееся сопротивление определяется сопротивлением воды и структурой порового пространства вмещающих пород (трещиноватые известняки).

Сопротивление воды определяется её минерализацией и температурой. Сопротивление воды, как показали результаты измерения электросопротивления проб воды в 2015 году, меняется из-за притока холодных вод низкой минерализации при таянии снегов почти вдвое. Температура воды в скважине также зависит от уровня воды в водохранилище и времени года.

Структура порового пространства подвержена влиянию локальных вариаций НДС и атмосферного давления, приложенных к скелету породы, при увеличении уменьшающих эффективную пористость и проницаемость и увеличивающих КС. Сезонные изменения уровня воды в водохранилище создают колебания давления жидкости порядка 4 атмосфер, при увеличении уровня увеличивая эффективную пористость и проницаемость и уменьшая КС. В соответствии с приведенной выше моделью геофизической ситуации и имеющимися возможностями к анализу были привлечены (с поправкой на разницу высот) данные по атмосферному давлению метеостанции Буйнакск, расположенной на расстоянии около 10 километров; данные по измерению уровня воды в водохранилище, приведенные к уровню воды скважине с установкой и данные по измерению температуры воды в соседней, близко расположенной скважине.

Ряд измерений КС был приведен к постоянной температуре и уровню воды путём внесения соответствующих поправок [Идармачев и Чирков, 2016]. После этой процедуры, изменение температуры воды может служить индикатором вариации минерализации за счет притока холодных пресных вод (влияние температуры на КС учтено), а влияние вариации уровня воды заключается только в изменении давления (влияние вариации уровня воды на модель геоэлектрического разреза учтено).

Заметим, что вариации минерализации воды в скважине, вариации НДС и атмосферного давления [Волейшо, 1993] сжимающие скелет породы, вариации давления воды, увеличивающие трещинное пространство начинают действовать на измеряемую величину КС незамедлительно. Мы оценили величину линейной компоненты «мгновенной» вариации КС за счёт вариации локальной НДС- единственного не контролируемого нами отдельно фактора, с помощью метода множественной регрессии (ММР)

[Pearson,1914] и метода главных компонент (МГК) [Pearson,1901] и сопоставили полученные результаты во временной и частотной областях. Заметим, что если ММР даёт только оценку вариации КС за счёт вариации локальной НДС, как разности измеренной величины КС и её аппроксимации на основе измеренных величин атмосферного давления, уровня воды и температуры воды, то МГК позволяет формализовано выделить компоненты КС, обусловленные преимущественно вариациями уровня воды, атмосферного давления, минерализации и НДС [Идармачев и Чирков, 2016], что позволяет получить более полную и информативную картину.

В частотной области МГК дал более разрешённый спектр, характеризующийся отсутствием сезонной составляющей и появлением дополнительных пиков спектральной плотности на компонентах связанных с влиянием минерализации и НДС, содержащий явные свидетельства наличия нелинейных эффектов, проявляющихся в наличии гармоник выделенных пиков спектральной плотности.

Во временной области на основе сопоставления с рядом землетрясений, создающих в пункте наблюдения относительные деформации более $5E-8$ и введения формального порога, основанного на законе распределения характеристики в МГК получено наличие аномалий перед тремя из четырёх землетрясений за период наблюдения и аномалия после четвертого, самого слабого из четырех. Это обнадеживает, но, безусловно, нуждается в дальнейшей проверке. Таким образом, несмотря на одинаковые входные данные и области определения методов МГК и ММР, МГК дает гораздо более детальную и информативную картину.

Заметим, что в рамках линейной модели мы получили выделение интересующей нас компоненты КС, дисперсия которой составляет 7% от дисперсии измеренного сигнала, на фоне трёх видов помех в полном диапазоне частот. Интересно, что работая в линейном приближении, мы получили свидетельства наличия нелинейных эффектов, возможность которых была предсказана теоретически [Chelidze and Gueguen,1999]. В виду важности полученных результатов, небольшой длины ряда наблюдений и ряда сделанных предположений требуется проверка результатов на новых данных.

Литература

1. Абдулаев Ш. О., Алиев М.М., Идармачев Ш.Г. Некоторые результаты исследования деформации горных пород станцией

- «Георезистор» Вестник Дагестанского Научного Центра РАН, 30,2008,с.16-21.
2. Барсуков О.М. О связи электрического сопротивления горных пород с тектоническими процессами // Физика Земли. 1970. № 1. С. 84-89.
 3. Morrow C., Brace W.F. Electrical resistivity changes in tuffs due to stress // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. N 4. P. 2929-2934.
 4. Идармачев И.Ш., Чирков Е.Б. Оценка возможности мониторинга вариаций НДС вмещающих пород на основе наблюдений за изменением кажущегося сопротивления в скважине / Материалы Семнадцатой международной конференции: «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Москва. 2016. С. 130-133.
 5. Волейшо В.О. Формирование гидрогеодинамического режима под воздействием региональных внешних нагрузок на водоносный горизонт. Автореф. дис. докт. геол.-мин наук. - М., 1993. - 50 с.
 6. Pearson K. On Certain Errors with Regard to Multiple Correlation Occasionally Made by Those Who Have not Adequately Studied this Subject. Biometrika, Vol. 10, No. 1 (Apr., 1914), pp. 181-187.
 7. Pearson, K. "On Lines and Planes of Closest Fit to Systems of Points in Space". Philosophical Magazine Series 6.1901 Vol. 2 N 11. pp. 559–572.
 8. Chelidze T.L., Gueguen Y. Electrical spectroscopy of porous rocks: A review—I. Theoretical models Geophysical Journal International 137 (1), 1-15.

MONITORING OF LOCAL VARIATIONS OF THE STRESS - STRAIN STATE ON THE BASIS OF OBSERVATIONS APPARENT RESISTIVITY IN THE WATER-SATURATED WELL

¹**Chirkov E.B.**, ²**Idarmachev I.S.**

¹Institute of Physics of the Earth. O.Y. Schmidt, RAS, IPE RAS,
ye_chirkov@list.ru,

²Institute of Geology of the Dagestan Scientific Center of RAS, IG DNTS RAN, ibra182@yandex.ru

On the basis of data interpretation of the three-year monitoring of apparent resistivity, temperature and water level in the water-saturated well and atmospheric pressure using PCA is shown the possibility of its application for the control of local variations of the stress-strain state of host rocks.

ГЛУБИННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ПЕЧЕНГСКОГО И ОНЕЖСКОГО РУДНЫХ РАЙОНОВ

¹Шаров Н.В., ²Лобанов К.В., ²Чичеров М.В.

¹ИГ КНЦ РАН, ²ИГЕМ РАН, sharov@krc.karelia.ru

Проблема соотношений рудных месторождений с глубинными неоднородностями литосферы занимает одно из важных мест в области геологии, геофизики и геохимии. Одно из направлений – создание интегральных глубинных моделей рудных районов, расположенных в докембрийских комплексах древних щитов, на основе согласованного анализа геологических и сейсмических данных. Модели ориентированы на выявление среднемасштабных неоднородностей коры и раздела кора-мантия и сопоставление этих неоднородностей с рудоносными поверхностными структурами.

Этот подход был разработан для Печенгского рудного района и развит при изучении Северо-Онежского синклиория на Балтийском щите. Эти районы сформированы в палеопротерозое и содержат эндогенные рудные месторождения мирового класса. В Печенгском районе это магматические медно-никелевые месторождения с возрастом 1.96 млрд. лет, ассоциированные с габбро-верлитовыми интрузиями. В Онежском рудном районе – месторождения хромитов, титаномагнетитов с платиноидами и золотом, а также урана – ванадия с комплексом других элементов. Эти районы детально исследованы геологическими и сейсмическими методами, которые были сфокусированы на сверхглубоких скважинах.

Исследования глубинного строения Печенгского рудного района были начаты ИГЕМ РАН в 1971 г. с изучения разреза СГ-3 и осуществлялись в два этапа. На первом этапе на основе корреляции разреза СГ-3 и адекватных материалов по поверхности была построена модель до глубины 15 км. Она исходила из более широких, чем обычно границ района и позволила расшифровать внутреннее строение никеленосной Печенгской структуры. При создании второй модели до глубины 40 км использованы результаты сейсмотомографического изучения переходной зоны Балтийский щит-шельф Баренцева моря. В итоге под Печенгской структурой зафиксирован локальный подъем раздела Мохо, интерпретированный как реликтовый мантийный плюм.

В последующие годы работы в Печенгском рудном районе развивались по трем направлениям: 1) обобщение многолетних структурно-петрологических исследований района и сопоставимых рудоносных площадей северо-восточной части Балтийского щита [2]; 2) интерпретация Печенгской структуры как палеопротерозой-

ского приразломного вулканического центра; 3) сопоставление тектонической позиции рудного района и его глубинного строения.

Основой интерпретации никеленосной Печенгской структуры как палеопротерозойского приразломного вулканического центра служит интегральная геодинамическая модель района до глубины 15 км. Она трактует Северное крыло Печенгской структуры как фрагмент вулканической кальдеры, осложненной согласными зонами рассланцевания, а ее Южное крыло как чешуйчатую моноклиналь, на которую надвинуты гранитоидные купола.

В связи с бурением СГ-3 в Печенгском районе и на смежных площадях выполнены уникальные по плотности и методам сейсмические исследования. Для построения сейсмотомографического разреза «Суша-море» [1] в базу данных были включены 4200 лучей Р-волн и 2400 лучей S-волн, зарегистрированных от региональных профилей, промышленных и других мощных взрывов. В ГП «Невскеология» был построен один опорный разрез, представленный в виде вариаций V_p , V_s и отношения V_p/V_s на глубину 40 км и по латерали, затем детальная трехмерная модель участка, в центре которого находится СГ-3.

Установлено, что в Печенгском районе континентальная кора делится на верхнюю гетерогенную и нижнюю гомогенную, отличающиеся по величине скоростных параметров. Граница между ними располагается на глубине от 20 до 25 км. Сопоставление данных ГСЗ и МОБЗ позволило определить положение и строение раздела Мохо (рис. 1). Он представлен двумя сейсмическими поверхностями, отстоящими друг от друга на 12 км. Его верхняя поверхность располагается на глубинах 34-41 км. Минимальные глубины в 34-36 км зафиксированы под Северным крылом Печенгской структуры. Они отвечают изометричной в плане аномалии диаметром 35-45 км, интерпретированной как кровля реликтового мантийного плюма. Под ним на границе верхней и нижней коры выявлены аномалии с максимальными значениями V_p/V_s – признаки промежуточных палеомагматических камер.

Сведения о литологическом составе пород на разделе коры-мантия и поведении раздела Мохо получены в результате переинтерпретации сейсмического профиля POLAR и совпадающего с ним профиля Fire-4. Он определен по соотношениям параметров V_p , V_s и V_p/V_s в профилях и образцах коровых и мантийных пород. Установлено, что в Кольско-Норвежском блоке и блоке Инари сейсмический раздел Мохо располагается на границе нижней коры, сложенной безгранатовыми основными гранулитами, и верхней мантии, состоящей из пироксенитов и перидотитов. По латерали раздел Мохо пересекает корни Лапландского пояса,

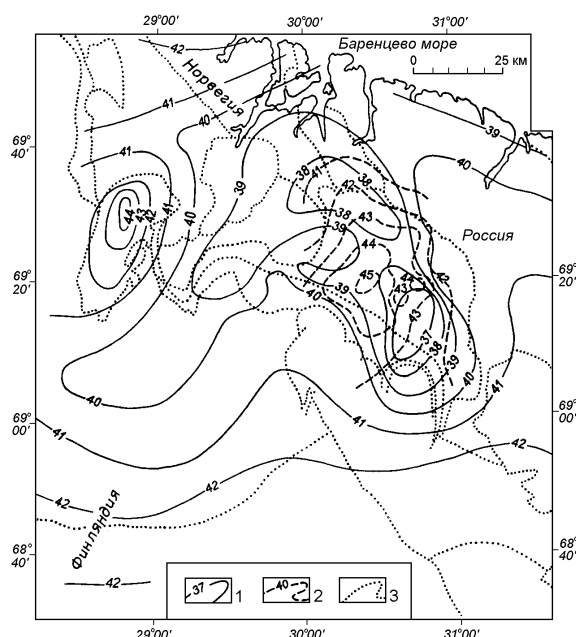


Рис. 1. Схема рельефа границы Мохоровичича (М1) в пределах Лапландско-Печенгского района по данным сейсмических исследований:[4]. 1 и 2 – изогипсы раздела М1 (1) и М2 (2) в километрах; 3 – границы главных структурных зон и разделяющих их основных разломов на дневной поверхности

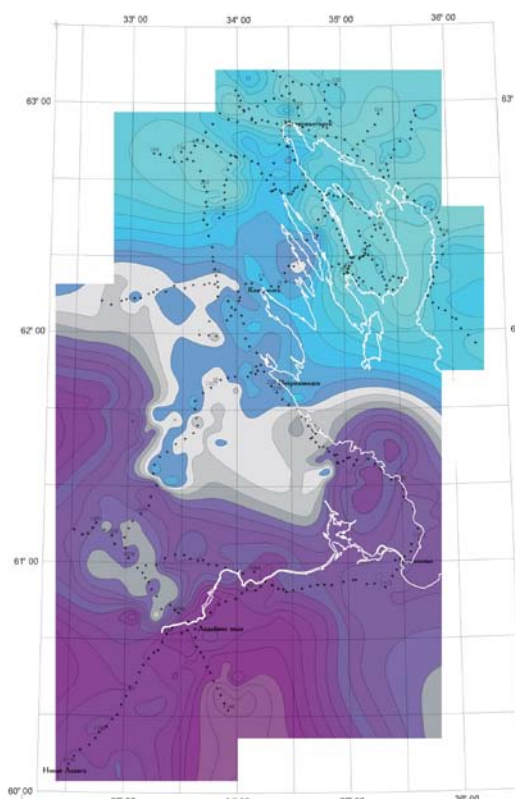


Рис. 2. Мощность земной коры по границе М1. [3].

распространяющиеся из коры в мантию. Предполагается, что под Печенгской структурой нижняя кора и верхняя мантия имеют тот же литологический состав. Это открывает возможность для петрологической характеристики промежуточных магматических камер, выделенных по сейсмическим данным.

В монографии по СГ-3 Печенгская структура описана как грабен-синклиналь на архейском основании, а затем были разработаны разнообразные плейттектонические модели, согласно которым слагающий его палеопротерозойский осадочно-вулканогенный комплекс представляют собой океаническую кору. Эти модели по существу исключали возможность связи рудоносных поверхностных структур с разделом Мохо. Но приведенные выше данные доказывают наличие такой связи, по крайней мере, в Северном крыле Печенгской структуры.

Онежская палеопротерозойская структура является уникальной и хорошо изученной на территории Восточно-Европейской платформы. Она активно развивалась в интервале 2,5-1,7 млрд. лет. Её территория площадью 40 тыс. км², рассматривается в качестве одного из важных мировых эталонов палеопротерозойского этапа истории Земли. Здесь проводились поиски урановых месторождений. Открыты месторождения хромитов, шунгитов, ванадия и др.

ФГУ НПЦ «Недра» в 2007-2009 гг. провело бурение в Кондопожском районе Онежской параметрической скважины (ОПС) до глубины 3537 м. Впервые для западной части Онежской структуры получен полный разрез заонежской свиты. Скважина вскрыла разрез нижнего докембрия, включающий граниты архейского фундамента и главные стратоны палеопротерозоя [6]. В интервале 2751-2944 м была вскрыта толща каменной соли, что явилось полной неожиданностью. Они находятся в основании нижнее протерозойской Онежской структуры и перекрывают мигматизированные гранито-гнейсы архейского фундамента. Впервые вскрыт фундамент Онежской структуры во внутренней его зоне в интервале глубин 294-350 м.

Онежский рудный район - месторождения хромитов, титаномагнетитов с платиноидами и золотом, урана и ванадия. Исследования глубинного строения на основе корреляции геологических и сейсмических данных направлены на установление связей его поверхностных структур и рудных месторождений с локальными неоднородностями коры и раздела кора-мантия.

Сейсмические работы методом (МОВЗ) в Онежском рудном районе выполнены в 1980-1987 гг. с использованием стандартной методики. Расстояние между точками наблюдений составляло 3-5 км, длительность наблюдений на каждой точке 24-30 дней (до полного набора необходимой информации). В результате проведенных сейсмических исследований [3] составлены схемы глубинного строения для Онежско-Ладожской площади в масштабе 1:200000 (рис. 2). Физической основой для оценки выделения глубинного строения послужила сейсмическая неоднородность земной коры по вертикали и латерали. На всех разрезах МОВЗ в низах коры наиболее уверенно прослежены две границы M_I и M_{II} . Верхняя из этих границ по данным ГСЗ на других территориях приурочена к поверхности раздела, характеризуемой скоростью продольных волн $V_p = 7,9-8,2$ км/с, т.е. является подошвой земной коры. Граница M_{II} прослеживается на всех территориях, где проводились работы МОВЗ и определена как подошва зоны перехода кора-мантия. Слой, расположенный между M_I и M_{II} определен как зона перехода кора-мантия. По данным ГСЗ на Кольском полуострове в районе СГ-3 скорости V_p на границе M_{II} слабо отличаются от скоростей в кровле зоны перехода и находятся в пределах 8,0-8,3 км/с.

При анализе глубинного строения территории Онежской структуры обращает на себя внимание переменная мощность коромантийного переходного слоя [3]. Так в Северо-Онежском синклинии его наибольшая мощность от 10 по 14 км фиксируется

в юго-восточной части на площади около 8000 км². Ее можно назвать Центрально-Онежской линзой андерплейтинга по географическому положению относительно Онежского озера. Ранее [5], было высказано предположение о природе переходного коромантийного слоя как андерплейтингового явления, возникающего под влиянием мантийных плюмов при формировании ими крупных магматических провинций (КМП).

Намечается пространственная связь наиболее мощной Центрально-Онежской линзы андерплейтингового слоя с наиболее значительными рудными месторождениями Онежского рудного района. Он характеризуется разными по генезису и возрасту месторождениями: (осадочными, магматическими и метасоматическими), сформированными в палеопротерозое от 2.45 до 1.7 млрд. лет. Это уникальный объект по масштабам и уровню концентраций восстановленных форм углерода (шунгиты) в докембрии, отражающих интенсивность и длительность процесса флюидопереноса рудогенных компонентов, связанных с магматизмом [3].

Балтийский щит, где расположены Печенгский и Онежский рудные районы, по сочетанию сейсмических методов и их плотности наблюдений этим территориям не имеет аналогов на докембрийских щитах. В этих районах сейсмические профили пересекли палеопротерозойские структуры, метаморфические и магматические комплексы, прошли в непосредственной близости от крупных рудных месторождений. Благодаря этому в этих районах на основе корреляции геологических и сейсмических данных удалось выявить среднемасштабные неоднородности земной коры и раздела Мохо и установить пространственную связь с ними поверхностных структур и рудных месторождений.

В Печенгском рудном районе обнаружен локальный подъем раздела Мохо, или реликтовый мантийный плюм. Установлено, что над палеомантийным плюмом располагаются магматические медно-никелевые месторождения, ассоциированные с мантийными габбро-верлитовыми интрузиями. Предложена интерпретация Печенгской структуры как палеопротерозойского деформированного приразломного вулканического центра, определено положение Печенгской структуры и ее продолжения пояса Пасвик-Полмас в Лапландско-Кольском орогене и охарактеризован литологический состав в нижней коре и на разделе кора–верхняя мантия.

В Онежском рудном районе установлено, что месторождения пространственно связаны с наличием повышенной мощности андерплейтингового слоя, где, вероятно, проходила в палеопротерозое главная дифференциация мантийных магматических расплавов с отделением флюидных и рудных фаз.

Она создавала благоприятные условия для последующего внедрения обогащенных металлами магматических расплавов в верхние уровни коры.

Эти открытия доказали, что в рудных районах расположенных на Балтийском щите, локальные неоднородности коры и раздела Мохо и соотношения с ними эндогенных рудных месторождений не могут быть описаны какой-то одной моделью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Исанина Э.В., Вербя М.Л., Иванова Н.М. Казанский В.И., Шаров Н.В. Глубинное строение и сейсмогеологические границы Печенгского района на Балтийском щите и смежной части шельфовой плиты Баренцева моря // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42, № 5. С. 476-487.

2. Лобанов К.В., Казанский В.И., Кузнецов А.В., Жариков А.В. Интегральная геодинамическая модель Печенгского рудного района на основе корреляции геологических, петрологических и 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.

3. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. Л.В.Глушанин, Н.В.Шаров, В.В.Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

4. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / Отв. ред. Н.В.Шаров. Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 226 с.

5. Шаров Н.В., Исанина Э.В., Заможная Н.Г., Крупнова Н.А., Сулейманов А.К. Результаты глубинных сейсмических исследований методами ОГТ, ГСЗ и МОВЗ Онежско-Ладужской площади (Республика Карелия, Россия) // Геофиз. журнал. 2011. 33, № 3. С. 23-39.

6. Шаров Н.В., Куликов В.С., Исанина Э.В., Дрогичкая Г.М., Казанский В.И. Глубинное строение и металлогения Северо-Онежского синклиория (Республика Карелия, Россия): корреляция геологических и сейсмических данных // Геофиз. журнал. 2013. № 4 С. 16-28.

DEEP STRUCTURE OF THE LITHOSPHERIC OF PECHENGA AND ONEGA ORE DISTRICTS

¹Sharov N.V., ²Lobanov K.V., ²Chicherov M.V.

¹IG KNC RAS, ²IGEM RAS

СКЕЙЛИНГОВЫЕ ПАРАМЕТРЫ АФТЕРШОКОВЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ В ЛАБОРАТОРНОМ ЭКСПЕРИМЕНТЕ

Шихова Н.М., Патонин А.В.

Геофизическая обсерватория "Борок" Института физики Земли
(ГО Борок ИФЗ) РАН, Борок, patonin@borok.yar.ru

Предложен метод идентификации афтершоковых последовательностей, возникающих в процессе лабораторного разрушения образцов горных пород. Проведен анализ динамики степенных показателей, характеризующих статистические распределения амплитуд акустических событий (b) и скорость спадания сигналов акустической эмиссии (p) на разных стадиях лабораторного эксперимента. Выявлена зависимость скейлинговых показателей от напряженного состояния образца.

Методика эксперимента и анализа данных

Были проанализированы результаты двух полноциклового эксперимента трехосного нагружения с постоянной скоростью деформации образцов песчаника и гранита. Оба образца, кроме того, испытывали поровое давление на протяжении средней фазы эксперимента.

Исходными данными послужили временные ряды сигналов акустической эмиссии (A) с датчика интегральной акустики с непрерывной записью потока акустической энергии E , преобразованные в эффективную амплитуду на интервале 25.6 мкс

$A_j = \sqrt{\sum_{i=1}^{64} A_i^2}$ Наличие события A_j считалось значимым, превышающим уровень шума при $A_j - A_{j-1} > tr$, где tr - заданный порог амплитуды. Далее фиксировалась максимальная амплитуда события и его положение на временной оси в пределах ряда.

Для каждого 10-секундного отрезка эксперимента (длительность эксперимента 9400с для песчаника и 22 000 с - для гранита) формировалась шкала диапазонов и рассчитывались распределения амплитуд событий по классам для каждого 10-секундного интервала эксперимента. Методом наименьших квадратов с учетом представительности классов рассчитывались параметры k и b степенной аппроксимации $N(A) = kA^{-b}$.

Для детектирования последовательностей афтершоковых событий применялся критерий оценки спадания амплитуды сигнала в окрестности значимого события с одновременным расчетом массива разностей $\Delta t_i = t_i - t_1$, где t_1 - временная метка главного, первого события, t_i - метка i -го события в последовательности. При этом длина последовательности предполагается не меньшей 4

событий. Анализ скорости спадания афтершоковой активности проводился статистически - для каждого 10-секундного интервала строилось вероятностное распределение величины Δt и вычислялись параметры A и p аппроксимации $N(\Delta t) = A(\Delta t)^{-p}$ с учетом представительности N в каждом классе.

Результаты анализа

На рис.1 представлены графики изменений b и p на разных стадиях разрушения образцов. Стрелками показаны моменты подачи порового давления. Из рисунка видно, что параметр b для песчаника с увеличением нагрузки на первом этапе увеличивается и стабилизируется на уровне 1. Увеличение доли событий с небольшой амплитудой связано с уплотнением структуры образца, закрытием существующих микропор. Ступенчатая подача порового давления внутрь образца приводит к падению величин b и p соответственно на 20% и 40%. Увеличение значений b до уровня 1.25 связано с дальнейшим поджатием образца и доведением его до 95% предела прочности. Следующее ступенчатое повышение порового давления вновь приводит к падению показателя p и небольшому росту b . После образования магистрального разлома (5800с) значения b и p достигают минимума (появляются события высокой амплитуды и акустическая активность затухает после снятия напряженного состояния). Далее значения b и p начинают увеличиваться с ростом осевой нагрузки, приближаясь к 1.5. После чего p стабилизируется в окрестности 1, а b остается в диапазоне 1.3-1.5 до конца эксперимента. Сходная динамика параметра b наблюдается для гранита, но, по-видимому, многосвязность разломов в процессе нагружения обуславливает в каждом случае отдельную вариацию повышения - понижения - стабилизации, что приводит к повторяемости такой динамики несколько раз в процессе разрушения. После образования магистрального разлома гранита (18500с) оба параметра демонстрируют поведение, близкое к динамике в реальной сейсмической обстановке и далее остаются близкими к 1 на протяжении всего времени вплоть до окончания эксперимента.

Отметим, что подробная интерпретация изменения во времени скейлинговых параметров афтершоковых последовательностей дана в работе [Смирнов, Пономарев, 2004], где указывается, что в большинстве случаев наклон графика повторяемости испытывает характерные изменения: сразу после главного события он минимален и увеличивается по мере развития афтершокового процесса. Примеры исследования динамики изменения величины b на разных этапах сейсмической активности содержатся также в

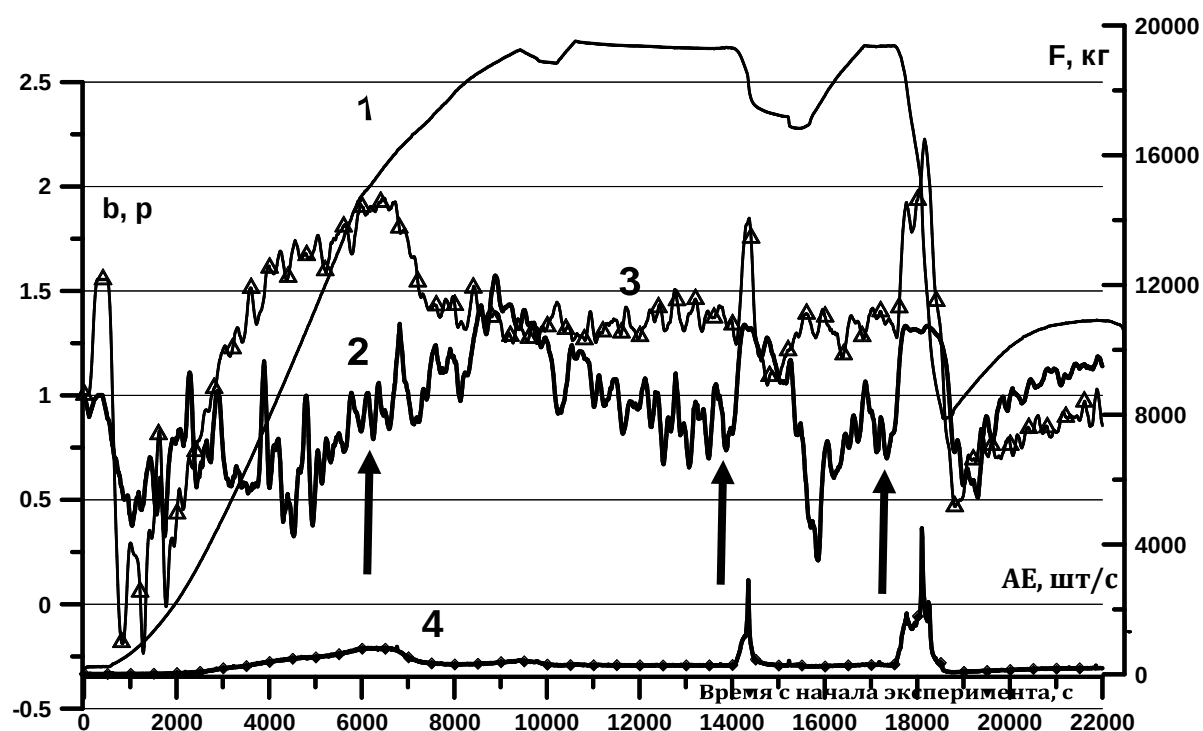
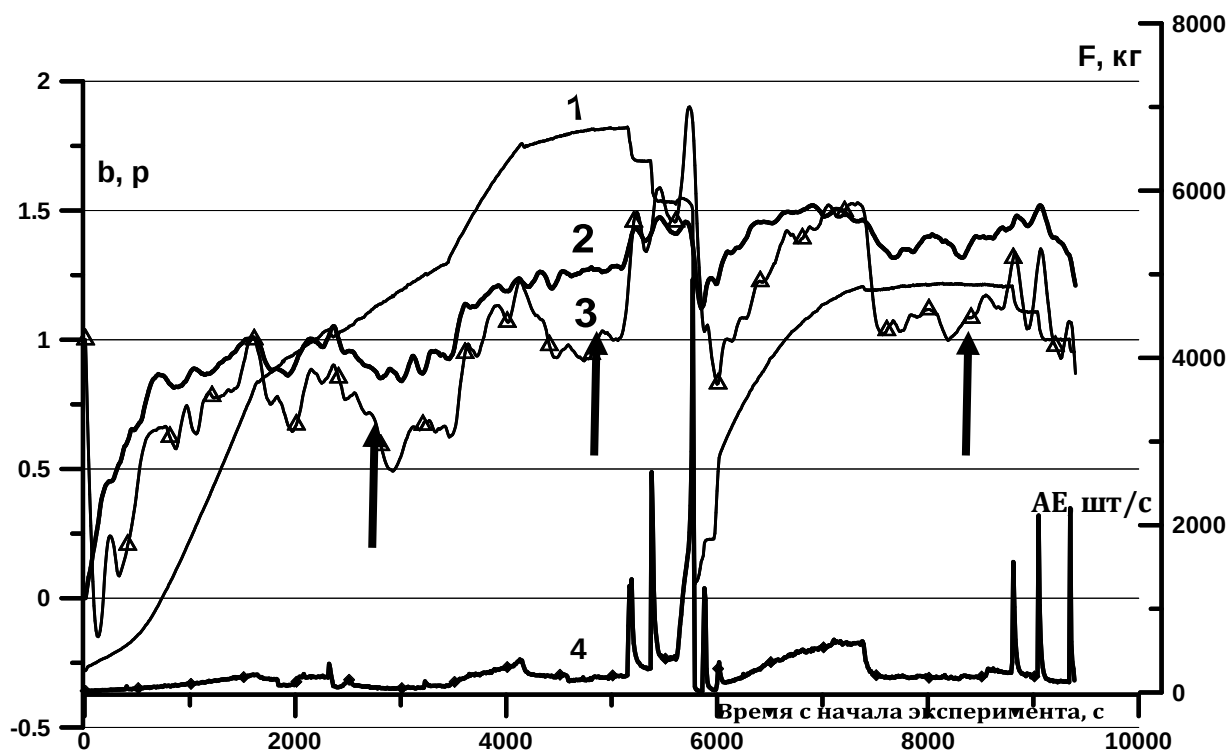


Рис.1 Параметры афтершоковых последовательностей в эксперименте с песчаником (верхний рисунок) и гранитом (нижний рисунок). Обозначения: 1 - осевая нагрузка (кг); 2-b-value, 3-p-value, 4- интенсивность акустической эмиссии (событий/с).

[Карпинтери, 2008; Смирнов и др., 2010]. В большинстве же работ приводятся величины этого коэффициента, характеризующие некоторый отрезок фазы разрушения горной породы или среднее значение за весь исследуемый интервал. Закономерности динамики показателей подобия в лабораторных экспериментах в зависимости от фазы нагружения образца, и их связь друг с другом могут быть использованы в задачах прогноза афтершоковой активности в зонах повышенной сейсмической опасности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант 17-47-02003)

Литература

1. Карпинтери А., Почидонья Дж., Пуцци С. Прогноз развития трещин в полномасштабных конструкциях на основе анализа показателя b и статистики Юла // Физ. мезомех. 2008. Т. 11. № 3. С. 75-87.
2. Смирнов В.Б., Пономарев А.В. Закономерности релаксации сейсмического режима по натурным и лабораторным данным// Физика Земли. 2004. №10. С.26–36.
3. Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Бернар П., Патонин А.В. Закономерности переходных режимов сейсмического процесса по данным лабораторного и натурального моделирования// Физика Земли. 2010. №2. С. 17–49.

SCALEING PARAMETERS OF AFTER SHOCK SEQUENCES IN LABORATORY EXPERIMENT

SHIKHOVA N.M., PATONIN A.V.

Borok geophysical observatory [Institute of Physics of the Earth](#) (IPE), RAS, Borok, patonin@borok.yar.ru

A method for identifying aftershock sequences that arise in the process of laboratory fracture of rock samples is proposed. The analysis of the dynamics of power exponents characterizing the statistical distributions of the amplitudes of acoustic events (b) and the rate of decrease of the acoustic emission signals (p) at different stages of the laboratory experiment are analyzed. The dependence of the scaling exponents on the failure state of the sample is revealed.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА ТЕРМОСТИМУЛИРОВАННОЙ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ДЛЯ ПРОГНОЗА ИЗМЕНЕНИЯ ТЕПЛОТВОРНОЙ СПОСОБНОСТИ ИСКОПАЕМЫХ УГЛЕЙ ПРИ ИХ ЦИКЛИЧЕСКОМ ЗАМОРАЖИВАНИИ И ОТТАИВАНИИ

Шкуратник В.Л., Новиков Е.А., Зайцев М.Г., Ошкин Р.О.

ФГАОУ ВО «Национальный исследовательский технологический университет МИСиС» (НИТУ «МИСиС»), Московский горный институт (МГИ), Россия, 119049, Москва, Ленинский проспект, д.4, v.shkuratnik@misis.ru, e.novikov@misis.ru

Введение. Общеизвестно, что изменение теплотворной способности и взаимосвязанных с ней потребительских свойств угля определяется скоростью внедрения в угольное вещество кислорода воздуха. В свою очередь, скорость данного процесса взаимосвязана с интенсивностью развития каналов миграции газовой среды, в качестве которых выступают трещины различного уровня и генезиса. Образование трещин из-за механических воздействий характерно для этапа добычи и обогащения угля, но впоследствии угольная продукция такого рода воздействиям практически не подвергается. Соответственно механически обусловленное трещинообразование можно рассматривать как механизм формирования «базовой» нарушенности. Однако в длительной перспективе скорость трещинообразования определяется еще и другими факторами, прежде всего климатическими. Наибольшую опасность среди них представляют циклические переходы через 0 °С.

Ранее для учета такого влияния предлагалось использовать акустоэмиссионный отклик угля на высокоамплитудное локальное термическое воздействие (серию термоударов). Этот подход эффективен для оценки склонности угля к формированию локальных очагов разогрева и самовозгорания, но не полностью воспроизводит механизмы криотермической дезинтеграции. Последние преимущественно связаны с изменением фазового состояния поровой влаги и длительными химическими преобразованиями, а не с интенсификацией поверхностного окисления и быстрым, различным для отдельных структурных элементов объёмным расширением (как это происходит при термоударном воздействии).

Поэтому с целью повышения достоверности результатов термоакустоэмиссионного контроля разработана и в настоящей работе представлена методика, основанная на режиме температурного нагружения, в большей степени воспроизводящем натурные условия. Таким образом обеспечивается более качественный инструментарий для экспресс-контроля снижения потребительских свойств угля при определенных условиях его хранения. Это обеспечит информационную базу для оценки целесообразности и сроков применения мер по локализации очагов криогенной дезинтеграции и определения эффективности защиты угля от воздействия климатических факторов.

Приборное и методическое обеспечение. Эксперименты выполнены на промышленно-пластовых пробах углей марок К и КО Апсатского месторождения. Эти пробы в целом близки по вещественному составу и свойствам, но угли марки КО были отобраны из зоны геологического нарушения. Поэтому они исходно имеют больше структурных нарушений и, соответственно, более, чем угли марки К, склонны к криогенной дезинтеграции. Из этих проб были сформированы выборки по 15-18 образцов, первая из которых подвергалась 1-му, вторая – 2-м и т.д. до 5-ти циклов термического воздействия. Последнее подразумевает: заморозку от комнатной температуры до минус 40 °С; выдержку на этой температуре в течении 120 минут; естественное конвективное оттаивание до +10 °С; повторную заморозку и выдержку при температуре минус 40 °С в течении 480 минут. Кроме того, часть образцов (контрольная выборка) криотермической подготовке не подвергалась.

В ходе испытания методом термостимулированной акустической эмиссии (ТАЭ) каждый из образцов размещался в герметичной камере печи Nabertherm RT 50/250/11, где подвергался нагреву до 80 °С со скоростью порядка 1,5 °С/мин. и выдерживался на этой температуре в течение не менее чем 240 мин. При таком температурном режиме сохраняется характер идущих в угле в натурных условиях процессов термической деградации и в тоже время обеспечивается более высокая скорость их протекания. Это позволяет на основе относительно краткосрочных измерений достоверно спрогнозировать эволюцию состояния угля при сезонных колебаниях температур. Возникающие в образце во время термического нагружения сигналы ТАЭ через специальный волновод передавались на акустический преобразователь GT-200 и далее регистрировались измерительной системой A-Line 32D.

На стадии медленного прогрева образца до 80 °С (область I на рис. 1) действуют относительно малые термонапряжения и разрушающаяся становятся источниками ТАЭ преимущественно исходно слабые (нарушенные процессом криогенной дезинтеграции) структурные связи. Все остальные не затронутые этим процессом (условно «прочные») структурные связи разрушаются только после длительного нагрева (область II), когда термические напряжения достигают величин, сопоставимых с пределом прочности угля.

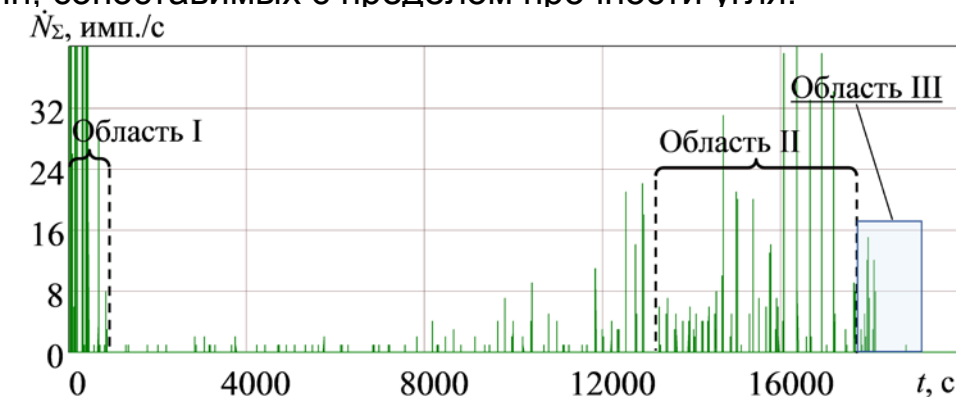


Рис. 1 Характерный вид зависимости $\dot{N}_\Sigma(t)$, где t – время

Таким образом уровень активности ТАЭ в области I показывает степень криогенной нарушенности образца, а в области II – остаточную термическую стойкость. За начало области II принимают момент, когда усреднённая за 300 с активность ТАЭ $\dot{N}_\Sigma$, не менее чем в 1,5 раза превышает её значение, полученное при осреднении за предшествующие 300 с. Это свидетельствует о значительной интенсификации трещинообразования. Конец области II соответствует началу стадии предразрушения образца (область III), индикатор этого – резкое возрастание и мгновенное снижение $\dot{N}_\Sigma$ до фоновых значений.

Для численной оценки акустоэмиссионного отклика использованы средняя длительность импульса ТАЭ (D_{imp}) и активность ТАЭ ($\dot{N}_\Sigma$). Величина $\dot{N}_\Sigma$ отражает количество событий деструкции в образце за единицу времени. Значение D_{imp} показывает время, которое требуется имеющимся термическим напряжениям, чтобы инициировать единственный акт деструкции, приводящий к генерации импульсов ТАЭ с амплитудой выше порога срабатывания A-Line 32D. Это служит критерием отделения полезного сигнала от фоновых шумов. Отношение $K^N = M(\dot{N}_{\Sigma n}^{\text{II}}) / M(\dot{N}_{\Sigma n}^{\text{I}})$ среднего значения активности ТАЭ $M(\dot{N}_{\Sigma n}^{\text{II}})$ в области II к среднему значению активности ТАЭ $M(\dot{N}_{\Sigma n}^{\text{I}})$ в области I характеризует стойкость структурных связей к температурному воздействию. Коэффициент $K^{\text{imp}} = D_{\text{imp}}^{\text{B}} / D_{\text{imp}}^{\text{H}}$ (где $D_{\text{imp}}^{\text{B}}$ и $D_{\text{imp}}^{\text{H}}$ средние значения D_{imp} в областях II и I соответственно) показывает отношение значения скорости дефектообразования при текущей стадии криогенной дезинтеграции к критической величине, которую эта скорость достигает при возникновении в образце термонапряжений, равных или превышающих его предел прочности. В свою очередь, численный критерий $R^t = K^{\text{imp}} / K^N$ может рассматриваться как мера для оценки относительной интенсивности процессов криогенной дезинтеграции, протекавших в угле на момент отбора соответствующих проб.

Результаты экспериментов представлены на рисунке 2. При низкотемпературном термическом нагружении источниками сигналов ТАЭ становятся не уже существующие дефекты угля, а частично нарушенные (ослабленные) структурные связи, которые разрушаясь в ходе эксперимента, испускают регистрируемые акустические импульсы. Поэтому снижение $R^t(M)$ на первых циклах криотермического воздействия объясняется разрушением исходно существовавших в образце ослабленных структурных связей (потенциальных источников ТАЭ) еще на стадии пробоподготовки (заморозки / оттаивания) и недостаточностью этого воздействия для ослабления изначально прочных связей. Следовательно, дефекты в стадии предреализации вырабатывались до начала испытания методом ТАЭ, а новых не формировалось. В результате стабильность структуры угля повышается. Дальнейшее возрастание числа циклов заморозки / оттаивания создает условия, достаточные для развития процесса криогенной дезинтеграции и интенсификации внедрения кислорода в материал угля. Здесь прирост $R^t(M)$ после каждого последующего воздействия отражает вызванное этим воздействием развитие криогенной дезинтеграции.

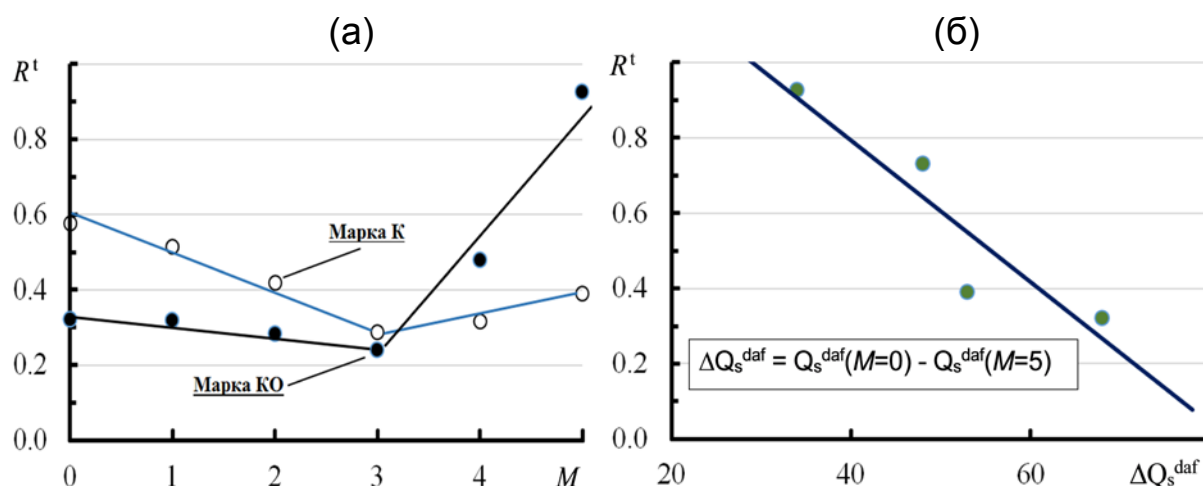


Рис. 2 Зависимости R^t от количества M циклов заморозки / оттаивания образцов углей марок К, КО (а) и зависимость R^{temp} от разницы теплотворной способности ΔQ_s^{daf} у однотипных углей с $M = 5$ и $M = 0$ (б)

Выводы. Экспериментально выявлены и интерпретированы закономерности характера ТАЭ углей в функции от количества воздействующих на них циклов заморозки / оттаивания. На основе этих закономерностей разработан акустико-эмиссионный критерий R^t для численной оценки степени криогенной дезинтеграции угля. Показана чувствительность этого критерия к изменению теплотворной способности угля вследствие развития в нем криогенных трещин и внедрения в них кислородно-воздушной среды. Хотя отмеченное снижение теплотворной способности ΔQ_s^{daf} у испытанных пять циклов заморозки / оттаивания образцов по сравнению с аналогичными образцами исходного угля не превышает 2 % от исходной теплотворной способности, оно наглядно подтверждает высокую чувствительность метода ТАЭ к снижению потребительского качества угольной продукции.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 16-05-00033 А.

USING OF THE THERMOSTIMULATED ACOUSTIC EMISSION METHOD FOR FORECASTING OF CHANGE OF CALORIFIC VALUE OF FOSSIL COALS ON THEIR CYCLIC FREEZING AND THAWING

Shkuratnik V.L., Novikov E.A., Zaytsev M.G., Oshkin R.O.

FSAEI HE National University of Science and Technology «MISiS», Moscow mining institute (MGI), 4, Lenina ave., Moscow, 119049, Russia, v.shkuratnik@misis.ru, e.novikov@misis.ru

The results of experimental studies of thermostimulated acoustic emission (TAE) of samples of initial and cryogenically disturbed coals are presented. The procedures for the corresponding measurements have been developed and a numerical criterion of the results evaluation has been substantiated which allow for forecasting the change in calorific value of coals during their storage at a non-heated area based on the TAE patterns.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РАСПЛАВОВ В СИСТЕМЕ $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$

Шорников С.И.

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН,
Москва, sergey.shornikov@gmail.com

В системе $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ обнаружено единственное соединение – герцинит FeAl_2O_3 (феррошпинель), которое является конечным членом шпинелидных твердых растворов. Физико-химические свойства железоалюминатных расплавов представляют значительный интерес для производства шпинельных материалов, находящих широкое применение в металлургии, огнеупорной промышленности и электротехнике. Однако результаты исследований свойств системы $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ довольно противоречивы и малодостоверны. В частности, наряду с установленным конгруэнтным плавлением герцинита [Торопов и др., 1969], имеются и другие варианты диаграммы состояния системы, характеризующие области твердых растворов FeAl_2O_3 , плавящегося инконгруэнтно (рис. 1).

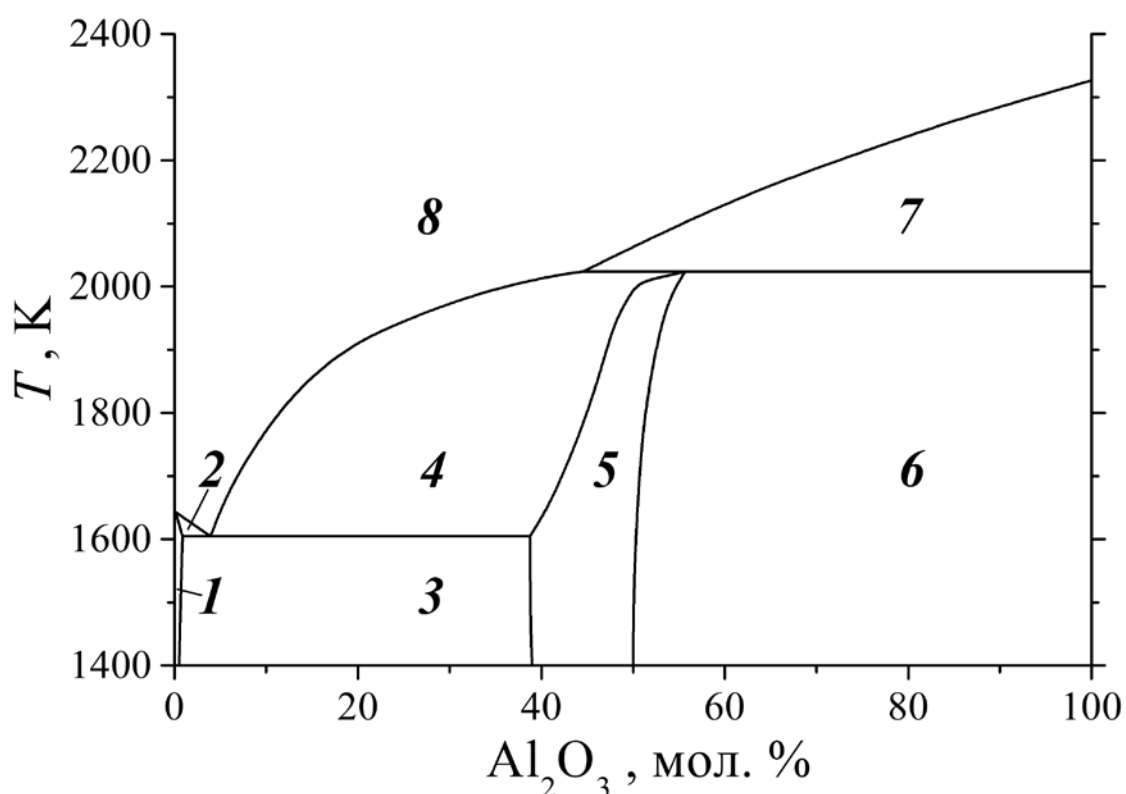


Рис. 1. Диаграмма состояния системы $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ [Shishin et al., 2016].
Обозначения: **1** – FeO (твердый раствор); **2** – FeO + жидкость; **3** – FeO + FeAl_2O_4 ; **4** – FeAl_2O_4 + жидкость; **5** – FeAl_2O_4 (твердый раствор); **6** – FeAl_2O_4 + Al_2O_3 ; **7** – Al_2O_3 + жидкость; **8** – жидкость.

В настоящей работе в рамках теории идеальных ассоциированных растворов проведен расчет термодинамических свойств расплавов системы $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ в области температур 1600–2500 К с целью уточнения параметров используемой полуэмпирической модели, предназначенной для расчетов активностей в расплавах многокомпонентной оксидной системы $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ в широком интервале составов и температур. Параметры модели, как и ранее [Shornikov, 2016], были рассчитаны из экспериментальных и теоретических данных [Глушко и др., 1978–1982; Saxena et al., 1993].

Исходные термодинамические данные учитывали 6 конденсированных фаз (3 твердых и 3 жидких) и 15 компонентов газовой фазы, перечисленных в табл. 1. В этой же таблице приведены рассчитанные значения стандартных энергий Гиббса (ΔG°) для соединений и компонентов газовой фазы над системой $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ для случая температуры 2000 К. Они использовались для нахождения условий равновесия в системе при заданном составе и температуре. Решение уравнения для общей энергии Гиббса исследуемой системы было найдено методом минимизации энергии Гиббса.

Таблица 1. Рассчитанные в настоящей работе стандартные энергии Гиббса образования конденсированных фаз и компонентов газовой фазы над системой $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ при температуре 2000 К.

Конденсированные фазы				Газовая фаза	
Твердые фазы	ΔG°_{2000} , кДж/моль	Жидкие фазы	ΔG°_{2000} , кДж/моль	Компоненты газовой фазы	ΔG°_{2000} , кДж/моль
FeO	–146.291	FeO	–152.757	Fe	130.028
FeAl_2O_4	–1210.852	FeAl_2O_4	–1210.693	Fe_2	383.352
Al_2O_3	–1033.869	Al_2O_3	–1018.664	FeO	67.370
				FeO_2	35.366
				Al	85.257
				AlO	–74.765
				AlO_2	–99.108
				Al_2	191.266
				Al_2O	–282.198
				Al_2O_2	–385.783
				Al_2O_3	–404.059
				O	121.662
				O_2	0.000
				O_3	273.851
				O_4	193.351

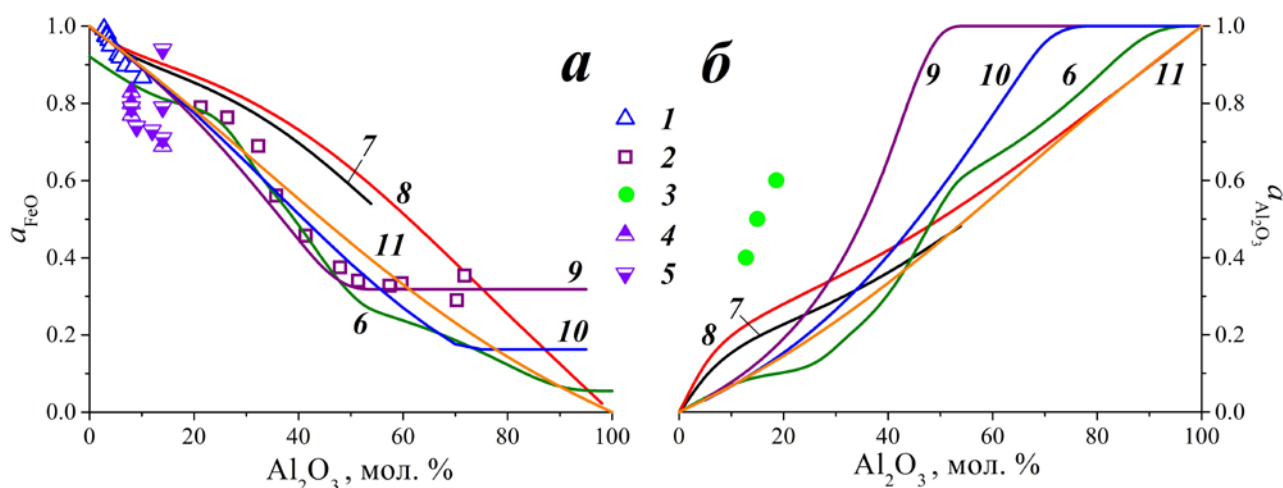


Рис. 2. Активности FeO (а) и Al₂O₃ (б) в расплавах системы FeO–Al₂O₃, определенные экспериментально: **1** и **2** [Ban-Ya et al., 1980; Yamanaka et al., 1991] при температуре 1673 К, **3** [Eissa et al., 1996] при температуре 1723 К, **4** и **5** [Fredriksson and Seetharaman, 2004] при температурах 1823 и 1873 К и теоретически: **6** [Davies et al., 2002] при температуре 1673 К, **7** и **8** [Eriksson et al., 1993] при температурах 2173 и 2473 К и **9–11** (в настоящей работе) при температурах 1673, 2173 и 2473 К.

Как следует из рис. 2а, рассчитанные в настоящей работе активности оксидов железа и алюминия в расплавах системы FeO–Al₂O₃ показывают незначительные отрицательные отклонения от идеальности и соответствуют экспериментальным данным [Ban-Ya et al., 1980; Yamanaka et al., 1991], а также положению линии ликвидуса на диаграмме состояния системы FeO–Al₂O₃ (рис. 1). Результаты, полученные Фредрикссон и Ситараман [Fredriksson and Seetharaman, 2004], находятся в довольно узком концентрационном интервале и, вероятно, имеют значительные погрешности. Отклонения данных, найденных Эйсса и др. [Eissa et al., 1996], по-видимому, обусловлены значительным количеством CaO и TiO₂ в расплаве, что могло повысить активность Al₂O₃ (рис. 2б). К результатам, полученным в настоящей работе, близки данные расчетов Эрикссон и др. [Eriksson et al., 1993], хотя и показывающие положительные отклонения от идеальности. Данные Дэвис и др. [Davies et al., 2002] менее точны и не соответствуют диаграмме состояния системы FeO–Al₂O₃ (рис. 1).

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 7 Президиума РАН «Экспериментальные и теоретические исследования объектов Солнечной системы и планетных систем звезд. Переходные процессы в астрофизике».

Литература

1. Глушко В. П., Гурвич Л. В., Бергман Г. А., Вейц И. В., Медведев В. А., Хачкурузов Г. А., Юнгман В. С. Термодинамические свойства

- индивидуальных веществ: Справочник / Под ред. В. П. Глушко. М.: Наука. Т. 1–4. 1978–1982.
2. Торопов Н. А., Барзаковский В. П., Лапин В. В., Курцева Н. Н. Диаграммы состояния силикатных систем. Справочник. Выпуск первый. Двойные системы / Л.: Наука, 1969. 822 с.
 3. Ban-Ya S., Chiba A., Hikosaka A. Thermodynamics of $\text{FeO}-\text{M}_x\text{O}_y$ ($\text{M}_x\text{O}_y = \text{CaO}, \text{SiO}_2, \text{TiO}_2 \text{ and } \text{Al}_2\text{O}_3$). Binary melts in equilibrium with solid iron // JISI Japan. 1980. V. 66. No. 10. P. 1484 – 1493.
 4. Davies R. H., Dinsdale A. T., Gisby J. A., Robinson J. A. J., Martin S. M. MTDATA – thermodynamic and phase equilibrium software from the National Physical Laboratory // CALPHAD. 2002. V. 26. No. 2. P. 229 – 271.
 5. Eissa M. M., El-Fawakhry K. A., Taylor W., El-Faramawy H., Ahmed A. M. Ferrous oxide activity in $\text{FeO}-\text{TiO}_2-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ system // ISIJ Int. 1996. V. 36. No. 5. P. 512 – 516.
 6. Eriksson G., Wu P., Pelton A. D. Critical evaluation and optimization of the thermodynamic properties and phase diagrams of the $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{MnO}-\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$ and $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$ systems // CALPHAD. 1993. V. 17. No. 2. P. 189 – 205.
 7. Fredriksson P., Seetharaman S. Thermodynamic activities of “FeO” in some binary “FeO”-containing slags // Steel. Res. 2004. V. 75. No. 4. P. 240 – 246.
 8. Saxena S. K., Chatterjee N., Fei Y., Shen G. Thermodynamic data on oxides and silicates / Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1993. 428 p.
 9. Shishin D., Prostakova V., Jak E., Decterov S. A. Critical assessment and thermodynamic modeling of the $\text{Al}-\text{Fe}-\text{O}$ system // Met. Mater. Trans. B. 2016. V. 47. No. 1. P. 397 – 424.
 10. Shornikov S. I. Thermodynamic properties of the $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2$ melts // Experiment in Geosciences. 2016. V. 22. No. 1. P. 40 – 42.
 11. Yamanaka R., Koyama S., Iwase M. A thermodynamic study of the system $\text{Fe}_x\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$ at 1673 K // Met. Mater. Trans. B. 1991. V. 22. No. 6. P. 839 – 845.

THERMODYNAMIC PROPERTIES OF THE $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ MELTS

Shornikov S. I.

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS,
Moscow, sergey.shornikov@gmail.com

Within the framework of the developed semi-empirical model, the calculations were made of thermodynamic properties of the $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ melts in the temperature region 1600–2500 K. The calculated values of the oxide activities in the melts are compared with available experimental and theoretical information.

КИВАККСКИЙ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЙ РАССЛОЕННЫЙ
ИНТРУЗИВ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ). ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ
ИЗМЕРЕНИЯ СОБСТВЕННОЙ ЛЕТУЧЕСТИ КИСЛОРОДА
ОЛИВИНОВ И ОРТОПИРОКСЕНОВ

¹**Шубин И.И.**, ²**Жаркова Е.В.**, ¹**Коптев-Дворников Е.В.**

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
геологический факультет, Москва, ²Институт геохимии и
аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва
shubin.ivann@mail.ru

Окислительно-восстановительный режим, мерой которого служит летучесть кислорода, наряду с температурой и давлением, является одним из основополагающих для определения условий формирования и эволюции магматических пород. Этим объясняется повышенное внимание к этой проблеме многих исследователей наук о Земле. Оценить летучесть кислорода можно двумя способами, а именно с помощью термодинамического анализа минеральных равновесий пород глубинного происхождения и непосредственно экспериментальным определением собственной летучести кислорода минералов глубинного происхождения с использованием твердых электролитических ячеек [Sato M.].

Данная работа посвящена экспериментальному измерению летучести кислорода в минералах Киваккского мафит-ультрамафитового расслоенного интрузива, с использованием твердых электрохимических ячеек. Для исследования были выбраны образцы Киваккского мафит-ультра-мафитового расслоенного интрузива, в связи с тем, что данный массив тщательно изучен и имеется огромный каменный и аналитический материал по данному объекту. Полученные результаты эксперимента пополнят базу данных по этому массиву и, возможно, помогут уточнить модель и условия формирования данного массива.

Киваккский мафит-ультрамафитовый интрузив входит в Олангскую группу расслоенных перидотит-габбро-норитовых интрузивов, относящихся к субширотной полосе базит-гипербазитовых массивов [Бычкова Я. В., Коптев-Дворников Е. В.]. Географически данный интрузив расположен на северо-западном берегу озера Пяозеро в Северной Карелии. Вмещающие породы представлены мигматизированными биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, гранитогнейсами и гранодиортогнейсами верхнего архея.

Определения собственной летучести кислорода оливинов, ортопироксена проводились на высокотемпературной установке на

основе двух твердых электролитов в интервале температур от 800⁰С до 1050⁰С при давлении 1атм. Точность измерения температуры составляла $\pm 2^0$ С, собственной летучести кислорода $\pm 0.2 \log fO_2$ [Жаркова Е.В.].

В структуре Киваккского интрузива по минеральному составу можно выделить несколько зон: нижняя приконтактовая, оливинитовая, норитовая, габбро-норитовая, габбро-норитовая с пижонитом, верхняя приконтактовая. Снизу вверх по разрезу наблюдается переход к Расслоенной Серии через переслаивание с обратным порядком смены кумулятивных парагенезисов (от габбро-норитов к оливинитам). Для измерений были взяты образцы из оливинитовой зоны (КВ 410 ОI), из небольшой зоны переслаивания бронзитов и гарцбургитов в верхней части оливинитовой зоны (КВ 419 ОРх), норитовой зоны (КВ 420 ОI, ОРх и КВ 438 ОРх). Результаты измерений приведены (таблица 1).

Таблица 1. Значения коэффициентов “А” и “В” в эмпирической зависимости $\log fO_2 = A - B/T, K$.

Образец	A	B	r	n	$\log fO_2$ при 1040 ⁰ С
410 ОI	32,921	57979	0,986	7	-11,72
419 ОРх	12,510	33286	0,980	7	-12,69
420 ОI	23,881	46858	0,975	7	-11,71
420 ОРх	22,300	45025	0,989	7	-11,84
438 ОРх	13,128	34195	0,992	7	-14,21

r-коэффициент корреляции, n-количество экспериментальных точек.

В результате проведенных экспериментов было показано, что собственная летучесть кислорода измеренных пироксенов лежит в области буферного равновесия вюстит-магнетит (WM), а летучесть кислорода в оливинах при температуре ниже 800⁰С лежит ниже буферного равновесия кварц-фаялит-железо (QFI), а при температуре выше 1100⁰С пересекает кривую равновесия кварц-фаялит-магнетит (QFM).

Таблица 2. Сравнение экспериментальных данных с модельными.

Обр.	PI	CPx	OPx	OI	$\log fO_2$ экс.	$\log fO_2$ мод.
410 ОI	11,5	3,4	14,8	70,2	-5,4	-10,38
419 ОРх	58,9	14,9	25,3	0	-9,7	-10,50
420 ОI	20	4,4	50,9	24,6	-7,4	-10,48
420 ОРх	20	4,4	50,9	24,6	-7,8	-10,48
438 ОРх	58,7	7,2	32,4	0	-9,9	-10,36

Для образца КВ 420 была получена температура совместной кристаллизации оливина и ортопироксена, $t=940,1 \pm 2^0$ С.

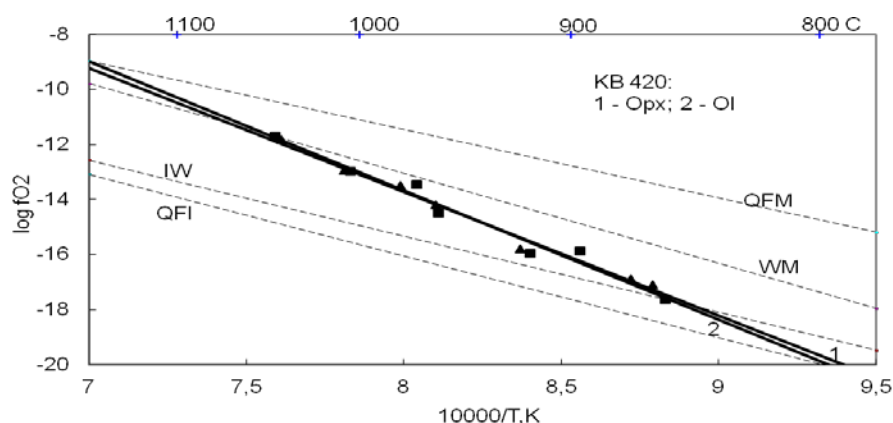


Рис.1. Зависимость летучести кислорода минералов от обратной температуры для (KB 420).

Полученные значения летучести кислорода табл.1) сравнили со значениями летучести кислорода, полученными с использованием программы КОМАГМАТ (Коптев-Дворников, устное сообщение). Содержания нормативных пороодообразующих минералов в изученных пробах [Коптев-Дворников и др., 2001], измеренные значения $\log fO_2$ и летучести кислорода, полученные в реалистичной модели формирования Киваккского интрузива приведены в табл. 2.

Из полученных данных следует, что в породах, сложенных минералами, кристаллизующимися в камере, летучесть кислорода близка к летучести, рассчитанной в реалистичной модели формирования Киваккского интрузива, полученной с использованием программы КОМАГМАТ. В то же время в породах, содержащих интрателлурический оливин летучесть кислорода заметно выше, причём существует эмпирическая связь между содержанием оливина и собственной летучестью кислорода минералов. Наглядно эта связь показана на рис. 2. Корреляция значима с вероятностью не менее 99%.

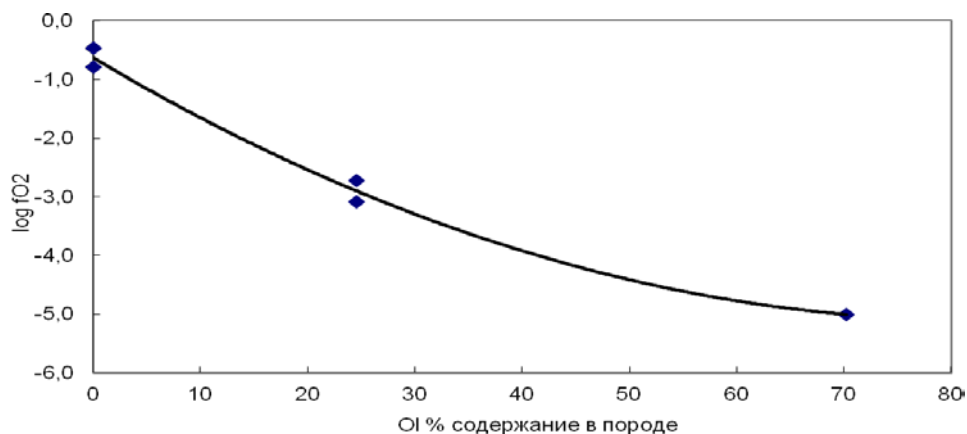


Рис.2 Корреляция между собственной летучестью кислорода и содержанием оливина в породе.

Литература

1. Бычкова Я. В., Коптев-Дворников Е. В. Ритмическая расслоенность кивакского типа: геология, петрография, петрохимия, гипотеза формирования. *Петрология*. 2004. Т. 12. № 3. С. 281–302.
2. Жаркова Е.В. Определение окислительно-восстановительных условий формирования минералов перидотитовых пород верхней мантии методом электрохимических кислородных ячеек. Дисс. на соискание уч.ст. канд. хим. наук, М.. 1989.
3. Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С., Пчелинцева Н.Ф., Хворов Д.М. Распределение кумулятивных парагенезисов, порообразующих и второстепенных элементов в вертикальном разрезе Кивакского интрузива (Олангская группа интрузивов, Северная Карелия), *Петрология*. 2001. Т. 9, № 1. С. 3-27.
4. Sato M. Intrinsic oxygen fugacities of iron-bearing oxide and silicate minerals under low total pressure. *Geol. Soc. Am. Mem.* 1972. Vol.135. P.289-307.

EXPERIMENTAL MEASUREMENT INTRINSIC OXYGEN FUGACITY IN THE MINERALS OF KIVAKK MACHIT-ULTRAMAFITE FILLED INTRUSION (NORTHERN KARELIA)

¹Shubin I.I., ²Zharkova E.V., ¹Koptev-Dvornikov E.V.

¹M.V. Lomonosov Moscow State University, Department of Geology, Moscow, ²V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow shubin.ivann@mail.ru

Abstract. The work is devoted to studying the layered intrusion of the Kivakka type and determination of intrinsic oxygen fugacity (f_{O_2}) of minerals. The Kivakka intrusion is located in North Karelia on the north-western shore of lake Piaozero. It is part of the Olang group of stratified peridotite-gabbro-noritic intrusions, which is part of the sublatitudinal band of basite-hyperbasite massifs. For the experiment, pure grains of olivines (Ol), and orthopyroxenes (Opx) were selected. The intrinsic oxygen fugacity of the measured orthopyroxenes lies in the buffer equilibrium region of wustite-magnetite (WM) and below, while the olivine f_{O_2} at 800°C lies below the buffer equilibrium quartz-fayalite-iron (QFI), and at 1100°C crosses the quartz-fayalite-magnetite (QFM).

ДИНАМИКА РАЗРУШЕНИЯ НАПРЯЖЕННЫХ ГРАНИТОВ ПОД ВЛИЯНИЕМ УДАРНОЙ ВОЛНЫ

Щербаков И.П., Веттегрен В.И., Мамалимов Р.И., Махмудов Х.

Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, Санкт-Петербург, Россия,

Victor.Vettegren@mail.ioffe.ru

В последние годы нами были начаты исследования механизма разрушения горных пород под воздействием ударных волн [Веттегрен и др. 2014^{а,б,в}; Веттегрен и др., 2016; Щербаков и др. 2017^{а,б,в}]. Оказалось, что под действием волны с поверхности кварца, гранитов и мрамора вылетают положительно заряженные ионы и электроны. В работах [Веттегрен и др. 2014^{б,в}; Веттегрен и др., 2016] был предложен механизм разрушения, не связанный с накоплением микротрещин. Известно [Zakrevskii and Shuldiner, 1995], что в местах сильных искажений кристаллической решетки при пересечениях дислокаций возможны переходы между уровнями основного и возбужденного электронных состояний, что приводит к распаду межатомных связей и вылету положительно заряженных ионов. Известно также [Cottrell, 1958], что пресечение дислокаций приводит к образованию микротрещин. Поэтому наблюдение за вспышками люминесценции позволяет исследовать динамику образования зародышевых микротрещин.

В настоящей работе исследованы динамика разрушения гранитов с разными размерами зерен кварца и полевого шпата (~ 0,8, ~ 2,5 и ~ 6 мм) под действием ударных волн. Предполагалось, что изменение размеров зерен проявится в концентрации и динамике образования микротрещин.

Образцы представляли собой параллелепипеды с размерами ребер 20х20х40 мм, внутри которых был вырезан паз. В него были вставлены медные электроды, присоединенные к конденсатору. При разряде конденсатора между электродами возникала дуга. Энергия разряда составляла ~ 0,2 Дж, а время горения дуги - ~ 1,5 мкс. Она вызывала появление ударной волны в воздухе и вслед за ней – в образце. Через ~ 3 мкс после возгорания дуги ударная волна достигала поверхности образца и отражалась от нее. Многочисленные отражения волны от граней образца приводили к его вынужденным нерегулярным колебаниям, которые регистрировали датчиком из пьезокерамики ЦТС-19. Каждое отражение волны от вызывало вылет струй возбужденных, положительно заряженных ионов. Интенсивность струй варьировала на порядок. Релаксация возбуждения ионов проявляется в виде света в видимой области спектра -

люминесценции. Для регистрации люминесценции перед поверхностью гранита устанавливали один из концов кварцевого световода, а второй конец располагали перед поверхностью фотокатода фотоэлектронного умножителя ФЭУ-136. Напряжения на пьезокерамике и выходе ФЭУ подавали на вход аналогового цифрового преобразователя АЦП-3112 и через каждые 2 нс записывали в память компьютера для дальнейшего анализа и обработки. Для сжатия образцов использовали пресс PGDR. Величину сжимающего напряжения изменяли ступенчато - через (5 - 20) МПа. На каждой ступени записывали временные зависимости интенсивности люминесценции.

Исследования показали, что временная зависимость люминесценции представляет ряд отдельных вспышек, которые независимо от их интенсивности, имеют одинаковую форму: сначала интенсивность растет линейно от времени, а затем уменьшается экспоненциально от него. Каждая вспышка возникает при образовании микротрещины, дислокациями,двигающимися в пересекающимися плоскостях скольжения. Оказалось, что распределение концентрации микротрещин N от их длины L имеет вид: $\ln N = \ln N_0 - bL$, где N_0 – число микротрещин при $L \rightarrow a$, a – средний размер кристаллической ячейки, b – относительное изменение числа микротрещин dN/N_0 при изменении L на a . Для всех исследованных образцов величина N_0 уменьшается, а b растет при увеличении нагрузки. Это показывает, что сжатие сильнее всего подавляет образование наиболее длинных микротрещин.

Измерены временные интервалы Δt между моментами образования микротрещин. Умножив Δt на скорость ударной волны в гранитах - ~ 5 км/с [Веттегрень и др., 2016], нашли среднее расстояние между микротрещинами. Оказалось, что при уменьшении размеров зерен оно уменьшается.

Выводы. Исследована динамика образования «зародышевых» микротрещин. Сжатие образцов препятствует образованию микротрещин. При уменьшении размеров зерен кварца и полевых шпатов среднее расстояние между микротрещинами уменьшается.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 16-05-00138).

Литература

[1]. ^aВеттегрень 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.

- [2]. ^бВеттегрень 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.
- [3]. ^бВеттегрень 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.
- [4]. ^аВеттегрень В. И., Куксенко В. С., Щербаков И. П. Механизм и динамика разрушения горных пород под влиянием механического удара и электрического разряда. // Физика Земли. 2016, №5. С. 134 - 149.
- [5]. ^бВеттегрень В. И., Щербаков И. П., Мамалимов Р. И., Кулик В. Б. Изменение структуры гетерогенного твердого тела (гранита) под влиянием ударной волны. // Физика твердого тела. 2016. Т. 58. С. 681 - 684.
- [6]. ^аЩербаков И. П., Веттегрень В. И., Мамалимов Р. И., Махмудов Х. Влияние напряжения на эмиссию ионов, инициированных ударной волной, из гетерогенного материала (гранита). Физика твердого тела. 2017. Т. 59. С. 556 - 558.
- [7]. ^бЩербаков И. П., Веттегрень В. И., Мамалимов Р. И. Механизм и динамика разрушения мрамора под влиянием электрического разряда. // Журнал технической физики. 2017, Т. 87. С. 1527 - 1531.
- [8]. ^аЩербаков И. П., Веттегрень В. И., Мамалимов Р. И., Махмудов Х. Ф. Наносекундная динамика разрушения напряженного гранита под влиянием ударной волны. // Журнал технической физики. 2017. Т. 87, Вып. 8. С. 1182 - 1184.
- [9]. Cottrell A. H. Theory of brittle fracture in steel and similar metals. // Trans. Metallurgical Soc. AIME. 1958. V. 212. P. 192 - 203.
- [10]. Zakrevskii V. A. and Shuldiner A. V. Electron emission and luminescence owing to plastic deformation of ionic crystals. // Philosoph. Magazine. B. 1995. V. 71. No. 2. P. 127 - 138.

FRACTURE DYNAMIC IN PRESSED GRANITES UNDER SCHOCK WAVE

Shcherbakov I. P., Vettegren V. I., Mamalimov R. I., Machmudov H.

¹Ioffe Institute Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, 194021. Russia, Victor.Vettegren@mail.ioffe.ru

The dynamic formation of micro cracks in granites is investigated. Compression of samples suppresses the formation. As the grain size of quartz and feldspar decreases, the average distances between crack tips so decrease.

ИЗОЛЯЦИЯ АКТИНИДНЫХ ВАО В СВЕРХГЛУБОКИХ СКВАЖИНАХ

^{1,2}Юдинцев С.В., ¹Мальковский В.И., ¹Никольский М.С., ¹Никонов Б.С.

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, e-mail: syud@igem.ru;

²Институт физической химии и электрохимии (ИФХЭ) РАН, Москва

Актинидные отходы ядерной энергетики предлагают размещать в скважинах диаметром до 40 см на глубинах до 5 км [Gibb, 1979; Ringwood, 1985; Gibb et al., 2012; Bates et al., 2014]. Отходы (ОЯТ – отработавшее ядерное топливо или ВАО – твердые долгоживущие радионуклиды продуктов деления и актинидов) помещают в нижней части скважин в интервале глубин 3 – 5 км, остальное пространство заполняют цементом и глинистым буфером. Безопасность данного решения обеспечит большое расстояние от ВАО до поверхности и застойный характер подземных вод на такой глубине. Для этой цели необходимы матрицы, емкие в отношении отходов, и устойчивые в горячих рассолах с температурой до 200 °С. Для иммобилизации Pu и фракции актинидов рассматриваются титанаты и цирконаты РЗЭ, образующиеся в системе $\text{Nd}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2 - \text{ZrO}_2$ [Shoup et al., 1996, 1997; Юдинцев, 2015]. Нами исследованы фазовые соотношения в высокотемпературной части системы, стойкость потенциальных фаз к облучению (Рис. 1, 2) и их поведение в растворе состава 0.5 М NaCl + 0.5 М CaCl₂. Сделан вывод, что фазы $\text{Ln}_2(\text{Ti,Zr})_2\text{O}_7$, $\text{Ln}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$, $\text{Ln}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$ (Ln – РЗЭ, имитаторы актинидных отходов) представляют интерес как матрицы для таких ВАО. Они характеризуются высоким содержанием имитаторов отходов (50–70 масс.%), а по поведению при облучении относятся к высоко- (пирохлор, $\text{Ln}_2(\text{Ti,Zr})_2\text{O}_7$) и низко-стойким ($\text{Ln}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$, $\text{Ln}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$) материалам. Последние матрицы будут аморфизованы со временем при радиоактивном распаде. Разогрев в связи с распадом радионуклидов способен замедлить разрушение кристаллической структуры, что сохранит защитные свойства фаз.

Получены первые данные о выщелачивании таких образцов при 200 °С в хлоридном растворе. Изменение содержаний элементов в растворах после опытов при их ультрафильтрации через мембраны с порами диаметром 450, 200, 100 и 25 нм позволяет предположить, что они частично находятся в коллоидной форме. Нормированные скорости выщелачивания оцениваются значениями, г / (м² · сут): 10⁻¹ (U), 10⁻¹ – 10⁻² (Ti), около 10⁻³ (РЗЭ), что на 1 – 2 порядка выше, чем в воде при 95 °С [Юдинцев и др., 2014] или в хлоридных рассолах при 25 и 50 °С [Shoup et al., 1997]. По сравнению с лантанидами уран из РЗЭ – титанатной матрицы выщелачивается гораздо интенсивнее.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант №17-05-00030).

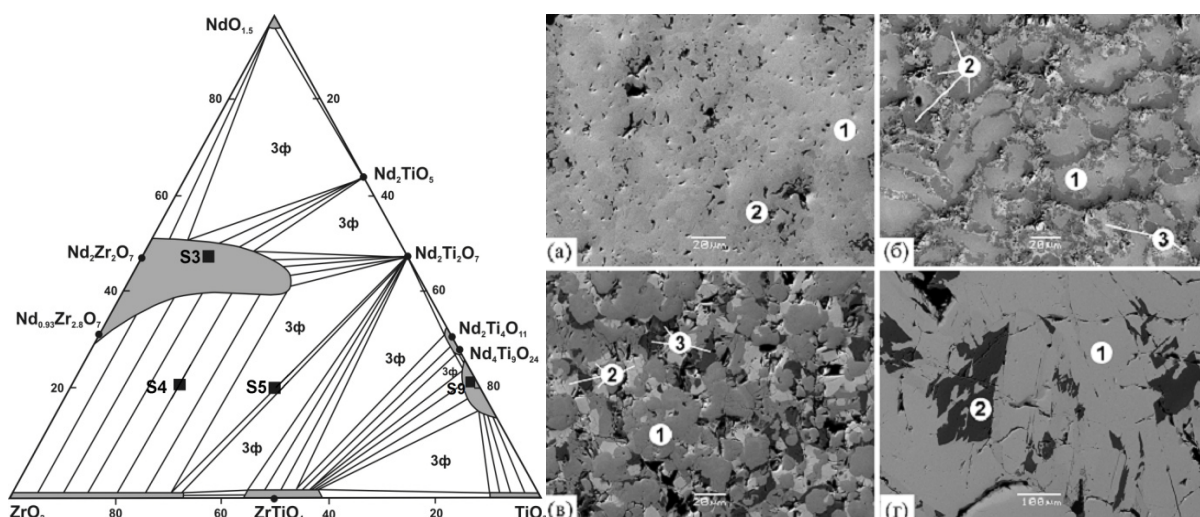


Рис. 1. Слева: строение диаграммы [Shoup et al., 1996] $\text{NdO}_{1.5}$ – ZrO_2 – TiO_2 при 1400 – 1500 °С и составы изученных образцов (квадраты). Залитые поля – одна фаза, заштриховано – области двух фаз, 3ф – ассоциация трех фаз. Справа: СЭМ изображения образцов S3 (а: 1, 2 – пироксид); S4 (б: 1 – кубический оксид Zr, 2 – бадделеит, 3 – пироксид); S5 (в: 1 – бадделеит, 2 – пироксид, 3 – титанат Zr) и S8 (г: 1 – титанат Nd, 2 – рутил). Метки равны 20 (а–в) и 100 (г) микрон.

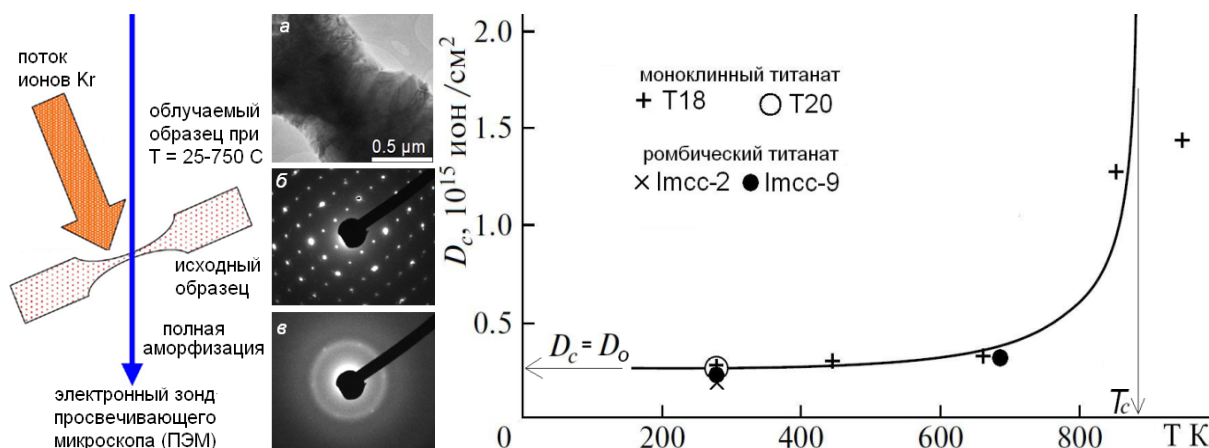


Рис. 2. Слева: схема опыта по облучению титаната РЗЭ ($\text{Nd}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$) 1 МэВ ионами Kr^{2+} (а – исходная частица, б – ее электронограмма до облучения, в – аморфизация фазы после облучения дозой $2.5 \cdot 10^{14}$ ионов $\text{Kr}^{2+} / \text{см}^2$). Справа: зависимость дозы аморфизации титанатов состава $\text{Ln}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ и $\text{Ln}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$ при ионном облучении от температуры.

Литература

1. Ringwood A.E. Disposal of high-level nuclear wastes: a geological perspective // Mineralogical Magazine. 1985. V. 49. Pt. 2. P. 159 – 176.
2. Gibb F.G. F. High-temperature, very deep, geological disposal: a safer alternative for high-level radioactive waste? // Waste Management. 1999. V. 19. Iss. 3. P. 207 – 211.

3. Gibb F.G.F., Travis K.P., Hesketh K.W. Deep borehole disposal of higher burn up spent nuclear fuels // Mineralogical Magazine. 2012. V. 76. P. 3003 – 3017.
4. Bates E.A., Driscoll M.J., Lester R.K., Arnold B.W. Can deep boreholes solve America's nuclear waste problem? // Energy Policy. 2014. V. 74. P. 186 – 189.
5. Shoup S.S., Bamberger C.E., Tyree J.L., Anovitz L.M. Lanthanide-containing zirconotitanate solid solutions // Journal of Solid State Chemistry. 1996. V. 127. P. 231 – 239.
6. Юдинцев С.В. Титанаты лантанидов – потенциальные матрицы для иммобилизации актинидных отходов // Доклады АН. 2015. Т. 460. № 4. С. 453 – 458.
7. Юдинцев С.В., Александрова Е.В., Лившиц Т.С. и др. Коррозионная стойкость в воде кристаллических матриц для иммобилизации актинидов // Доклады АН. 2014. Т. 458. № 5. С. 598 – 601.
8. Shoup S.S., Bamberger C.E., Haverlock T.J., Peterson J.R. Aqueous leachability of lanthanide and plutonium titanates // Journal of Nuclear Materials. 1997. V. 240. P. 112 – 117.

ISOLATION OF ACTINIDE WASTES IN VERY DEEP BOREHOLES

^{1,2}**Yudintsev S.V., Malkovsky V.I., Nikolsky M.S., Nikonov B.S.**

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS, Moscow, e-mail: syud@igem.ru;

²Institute of Physical Chemistry and Electrochemistry (IPCE) RAS, Moscow

For isolation of actinide waste deep borehole repository is suggested. We have studied properties of the phases formed in the model system $\text{Nd}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2 - \text{ZrO}_2$ as promising matrices (waste form) for the waste. New results on the waste form composition, their stability at radiation and behavior in the hot chloride solution were obtained and analyzed. From the results obtained conclusion was made that compounds with nominal compositions: $\text{Ln}_2(\text{Ti,Zr})_2\text{O}_7$, $\text{Ln}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$, $\text{Ln}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$ (Ln – REEs – actinide fraction of high level waste) can be suggested as actinide waste forms.

МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ И ПРОГНОЗ КАЧЕСТВА МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ ПО ДАННЫМ РЕНТГЕНОТОМОГРАФИИ

^{1,2}**Якушина О.А.**, ²**Ожогина Е.Г.**, ²**Иоспа А.В.**, ¹**Хозяинов М.С.**

¹Государственный университет «Дубна», Дубна, e-mail:mkhoz@mail.ru

²ФГБУ «ВИМС» им. Н.М.Федоровского, Москва, e-mail:yak_oa@mail.ru

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, 2017].

Очевидна привлекательность метода рентгеновской томографии (РТ) для неразрушающего исследования геообъектов, при естественном состоянии слагающих фаз, в т.ч. характера раскрытия рудных минералов, неоднородности их зерен, сростков, агрегатов. Важно подчеркнуть, что присутствие слабо окристаллизованных, «рентгеноаморфных» фаз, тонкодисперсных минералов, или их близкие оптические характеристики не являются ограничением метода. Метод используется авторами в практике минералогических исследований разных видов твердых полезных ископаемых в сочетании с оптической микроскопией.

Изображения томограмм отображают изменяющиеся значения линейного коэффициента отражения рентгеновских лучей (ЛКО) вещества, визуализируя характер распределения фаз и пустотное пространство в тонком плоском слое исследуемого объекта, по которым устанавливают их размеры, т.е. позволяют получать данные о морфоструктурных особенностях и пустотном пространстве, по которым можно прогнозировать свойства сырья и его поведение в процессах переработки. Эффективность РТ анализа зависит как от характеристик прибора (источника рентгеновского излучения; вида, материала детектора; пространственного разрешения), так и алгоритмов расчета. Высокое пространственное разрешение обеспечивают приборы с микрофокусной рентгеновской трубкой - микротомографы. В зависимости от модели прибора, пространственное разрешение при размере объекта <10 мм, составляет единицы микрометров.

Однако горные породы и минералы, однако, оказались сложным объектом для исследования РТ, причины этого как в используемом монохроматическом излучении, так и в сложном строении минеральных объектов: поликомпонентном и изменчивом реальном составе (изоморфизм, полиморфизм, микропримеси), микровключениях других минералов. Тем не менее, в последние годы разные группы исследователей за рубежом и в нашей стране ведут активные разработки в области применения метода рентгеновской томографии как лабораторного метода исследования руд и пород в геологии и смежных областях знаний.

Экспериментальные исследования проведены на отечественном рентгеновском микротомографе ВТ-50-1 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.

Приведем пример титано-циркониевых россыпных руд. Основной трудностью изучения их минерального состава традиционными оптическими методами является сложность состава и крупность слагающих руду минералов (присутствие, как правило, 15-20 рудообразующих минералов). Основные рудные минералы россыпных титано-циркониевых песков сосредоточены в классе крупности менее 0,05мм. В значительной степени затруднительна их визуальная диагностика, а, следовательно, и определение содержания минералов (хромшпинелидов, кианита и анатаза). При этом методами оптической микроскопии невозможно определить степень изменения ильменита (лейкоксенизацию) состав самого «лейкоксена», а также кварц, содержащийся в тонкодисперсном лейкоксеновом агрегате. Для этих целей был применен РФА и μ РТ, последний выявил разницу рудных зерен, связанную с неравномерно протекающими процессами окисления ильменита – лейкоксенизацией. РТ-анализ отдельных темноцветных зерен рудных минералов четко показал неоднородность их состава – при исследовании двух зерен, идентично выглядевших в оптическом микроскопе, РТ установлено, что одно зерно является ильменитом, другое – псевдорутилом.

При изучении титаномагнетитовых руд Пудожгорского месторождения РТ показала, что руда сформирована сложными тонковкрапленными агрегатами (размером 30-150 мкм, в среднем ~50 мкм), равномерно распределенными в алюмосиликатной матрице. На томограммах видно, что титаномагнетит является магнетит-ильменитовыми сростаниями с включениями нерудных минералов. В руде присутствует не менее 3-4 рудных и 5-8 породообразующих минеральных фаз, выделяющихся по ЛКО. Томограммы визуализировали, что титаномагнетит – это сложные магнетит-ильменитовые–ульвешпинелевые сростания, т.е. микроагрегат с включениями 3-4 фаз нерудных минералов. Содержание рудных и породообразующих минеральных фаз, по данным РТ, соответствовало таковому, установленному рентгенофазовым анализом методом порошка.

При изучении металлургических шлаков с целью определения возможных направлений использования, в начале исследований, для поиска и обнаружения возможного присутствия в обломках шлака минеральных фаз и металлов, был применен метод РТ. Он визуализировал внутреннюю неоднородность обломков шлаков: неравномерно, сыпьевидно распределенные ультратонкие включения рудных фаз. По высоким значениям ЛКО выявлены

сильнопоглощающие фазы в виде единичных округлых выделений размером 0,001-0,5 мм, преимущественно менее 0,05 мм, которые могли быть связаны с включениями металлов. Общее количество включений во всех исследованных обломках не превышало 1-2%, и более 50% обломков вообще не содержали включений рудных фаз. Близкие значения ЛКО тонких выделений рудных фаз указывали, что основную стекловатую массу шлака формируют эвтектические колонии фаялита. Известно, что у минералов структурного типа шпинели широко развиты изоморфные замещения в катионной части, и при вхождении в структуру катионов с бóльшей атомной массой (например, Ni, Co) приводили к относительному возрастанию значений ЛКО, что фиксировалось на томограммах. РТ-анализом установлена неоднородность индивидуализированных выделений металлических фаз размером менее 0,03 мм по типу эвтектических колоний, с которыми может быть связано повышенное содержание никеля, а также кобальта в шлаке. С помощью стереомикроскопа высокого разрешения установлено неоднородное строение обломков, отобранных с помощью РТ, затем эти обломки шлака были направлены на детальное изучение методами оптической микроскопии, ЭМ и МРСА. Дальнейшее минералогическое исследование показало, что включения в стекловатой матрице шлака состоят из нескольких железистых фаз. Неоднородность строения обломков шлака, фиксируемая на томограммах, четко видна в отраженном свете в искусственных шлифах-брикетах.

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. Якушина О.А., Ожогина Е.Г., Хозяинов М.С. Рентгеновская томография - метод структурного и фазового анализа // Мир измерений. 2003. № 10. С. 12-17.
2. Ожогина Е.Г., Якушина О.А., Козлов А.П. Минералогические особенности металлургических никельсодержащих шлаков и перспективы их вторичного использования // Обогащение руд. 2017. №3 С. 49-56.

MORPHOSTRUCTURAL ANALYSIS AND QUALITY OF MINERAL MATTER ON X-RAY COMPUTED TOMOGRAPHY DATA

^{1,2}**Yakushina O.A.**, ²**Ozhogona E.G.**, ²**Iosha A.V.**, ¹**Khozyainov M.S.**

¹Dubna State University, Dubna, mkhoz@mail.ru

²State Institute of Mineral Resources (VIMS), Moscow, yak_oa@mail.ru

Implementation of X-ray CT in applied mineralogy for geomaterials study, i.e. texture, morphology, granules, phase composition resulting in its quality is discussed. Morphostructural peculiarities were tested by this fast non-destructive method also for quantitative estimation. Preliminary the raw mineral matter quality evaluation may be obtained on X-ray CT data.

Научное издание

**ВОСЕМНАДЦАТАЯ МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
«ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ»
Москва, 2 – 4 октября, Борок, 6 октября 2017 г.
МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ**

ISBN 978-5-88918-048-7



Фото на обложке сотрудников ИГЕМ РАН

Подписано к печати 19.09.17.
Формат 60х90/16. Бумага офсетная
Печать цифровая. Уч. изд. л. 21.25
Тираж 300 экз. Заказ №

Академиздатцентр «Наука» РАН
121099, Москва, Шубинский пер., д.6

