

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК



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 Междуведомственного
Петрографического комитета при Отделении Наук о Земле РАН

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

Москва, 1-3, Борок 4 октября 2012 г.

МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Москва
2012

Конференция проводится при финансовой поддержке Российского
фонда фундаментальных исследований и
Отделения наук о Земле РАН

The sponsors of the conference are the Russian Foundation for
Basic Research and the Earth Sciences Division of the Russian
Academy of Sciences

**THE THIRTEENTH CONFERENCE PHYSICAL-CHEMICAL AND
PETROPHYSICAL RESEARCHES IN THE EARTH'S SCIENCES**

Moscow, October 1-3, Borok, October 4, 2012

Organizers the RAS Institutes:

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytic Chemistry RAS
Kosygin Str. 19, Moscow, 117975, Russia, Tel. +7 (495) 939-70-05

Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, B.Gruzinskaya Str. 10,
Moscow, 123810, Russia, Tel. +7 (499) 254-28-65

Institute of Geology of Ore Deposits, Staromonetny per. 35, Moscow,
119017, Russia, tel: +7 (499) 230-84-40

Institute of Experimental Mineralogy, Ac. Osypyana Str. 4,
Chernogolovka, Moscow region, 142432; Russia, tel: +7 (49652) 44425

Petrophysical Commission of Petrographical Committee of RAS,
Staromonetny per., 35, Moscow, 119017, Russia, tel: +7 (499) 230-84-40

Организационный комитет

Председатели

Лебедев Евгений Борисович (ГЕОХИ РАН)
Салтыковский Артур Яковлевич (ИФЗ РАН)
Шмонов Вячеслав Михайлович (ИЭМ РАН)
Жариков Андрей Виленович (ИГЕМ РАН)
Анисимов Сергей Васильевич (ГО Борок ИФЗ РАН)

Ученый секретарь

Насимов Рашит Музагитович (ИФЗ РАН)

Члены комитета

Алексеев Виктор Алексеевич (ГЕОХИ РАН)
Гриненко Владимир Алексеевич (ГЕОХИ РАН)
Дмитриев Эльдар Михайлович (ГО Борок ИФЗ РАН)
Ладыгин Владимир Михайлович (МГУ)
Кронрод Виктор Александрович (ГЕОХИ РАН)
Кусков Олег Львович (ГЕОХИ РАН)
Лобанов Константин Валентинович (ИГЕМ РАН)
Персиков Эдуард Сергеевич (ИЭМ РАН)

Консультативный комитет

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

Материалы конференций публикуются также на сайтах ГЕОХИ, ИГЕМ и ИФЗ РАН.

Хроники конференций – в журнале Геохимия.

СОДЕРЖАНИЕ	стр.
Аверин В.В. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ТВЕРДОГО УГЛЕРОДА В КОРЕ ЗЕМЛИ	10
Александров А.Б., Багуля А.В., Владимиров М.С., Гончарова Л.А., Ивлиев А.И., Калинина Г.В., Кашкаров Л.Л., Коновалова Н.С., Окатьева Н.М., Полухина Н.Г., Русецкий А.С., Старков Н.И. УЛЬТРАТЯЖЕЛЫЕ И ТРАНСУРАНОВЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В СОСТА- ВЕ ГАЛАКТИЧЕСКИХ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ: ИДЕНТИФИКА- ЦИЯ ЗАРЯДА ЯДЕР ПО ТРЕКАМ В КРИСТАЛЛАХ ОЛИВИНА ИЗ МЕТЕОРИТОВ	14
Алексеев В.А. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ В РАСПРЕДЕЛЕ- НИИ РАДИАЦИОННЫХ ВОЗРАСТОВ КАМЕННЫХ И ЖЕЛЕЗ- НЫХ МЕТЕОРИТОВ	18
Алексеев В.А., Устинова Г.К. МЕТЕОРИТНЫЙ МОНИТОРИНГ ВАРИАЦИЙ ГАЛАКТИЧЕСКИХ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ В ГЕ- ЛИОСФЕРЕ И РАЗЛИЧИЯ ЦИКЛОВ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ	22
Ахметьева Н.П., Михайлова А.В. ВЛИЯНИЕ ТЕХНОГЕННЫХ ФАКТОРОВ НА СОСТАВ И СВОЙСТВА ТОРФА	26
Багери Х., Мур Ф., Романько А.Е. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ЭКОЛО- ГИЧЕСКАЯ РОЛЬ КАРБОНАТНЫХ УРАНСОДЕРЖАЩИХ КОМ- ПЛЕКСОВ CU-Ni-CO (AS, U) МИНЕРАЛИЗАЦИИ, МЕСТОРОЖ- ДЕНИЕ ТАЛМЕССИ, ГОРНОДОБЫВАЮЩАЯ ОБЛАСТЬ АНАРЕК, ИСЛАМСКАЯ РЕСПУБЛИКА ИРАН, БЛИЖНИЙ ВОСТОК	30
Баренбаум А.А. К ВОПРОСУ ИСЧЕРПАНИЯ НЕФТИ И ГАЗА В НЕДРАХ	31
Бережной А.А. ПОВЕДЕНИЕ ДЕЙТЕРИЯ ВО ВРЕМЯ СТОЛКНО- ВЕНИЙ КОМЕТ С ЭНЦЕЛАДОМ	35
Богатиков О.А., Макеев А.Б. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ ЛУННОГО РЕГОЛИТА, ЛУНА-24	39
Богуславский А.Е., Ковалев В.П. ОЦЕНКА БЕЗОПАСНОСТИ ХРАНИЛИЩ ОТХОДОВ УРАНОВОГО ПРОИЗВОДСТВА	43
Богуславский А.Е., Шемелина О.В. ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ УРАНА ИЗ ОТХОДОВ ТОПЛИВНО-ЯДЕРНОГО ЦИКЛА	47
Борисов А.А. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯ- НИЯ СОДЕРЖАНИЯ ФОСФОРА В СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ НА СООТНОШЕНИЕ В НИХ ДВУХ- И ТРЕХВАЛЕНТНОГО ЖЕЛЕ- ЗА	51
Бурмистров А. А., Шемякина Е.М. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА УПРУГО-ПЛАСТИЧЕСКИХ И ПРОЧ- НОСТНЫХ СВОЙСТВ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД СВЕТЛИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Ю. УРАЛ)	53

Веттегрень В.И., Соболев Г.А., Кирееенкова С.М., Морозов Ю.А., Смутьская А.И., Мамалимов Р.И. ФАЗОВЫЙ ПЕРЕХОД В НА- НОКРИСТАЛЛАХ КВАРЦА В ПСЕВДОТАХИЛИТЕ	57
Геворкян Р.Г., Геворкян М.Р., Саргсян О.А. ГЕОЛОГО- ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПРИСЕВАНСКОГО (АМАСИЯ- СЕВАНСКОГО) ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА АРМЕНИИ	61
Горбачев Ф.Ф., Ветрин В.Р., Тришина О.М., Ковалевский М.В. ОЦЕНКА УПРУГО-АНИЗОТРОПНЫХ СВОЙСТВ МЕТАМОРФИ- ЧЕСКИХ ПОРОД СРЕДНЕЙ И НИЖНЕЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ КОРЫ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)	65
Горбачев Н.С., Костюк А.В., Некрасов А.Н. ПЛАВЛЕНИЕ ФЛЮ- ИДСОДЕРЖАЩЕГО ПЕРИДОТИТА: МИНЕРАЛОГО- ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРИ ДОКРИТИЧЕСКИХ И НАД- КРИТИЧЕСКИХ Р-Т УСЛОВИЯХ	69
Горбачев Н.С., Некрасов А.Н. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕ- ЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СВЕРХКРИТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОРАСПЛАВОВ С ПЕРИДОТИТОМ МАНТИИ: ОСОБЕН- НОСТИ СТРУКТУРЫ И ФАЗОВЫХ СООТНОШЕНИЙ	73
Гусейнов А.А. АССОЦИИРОВАННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДЕФЕКТОВ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ РЕШЁТКИ И ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ МИНЕРАЛОВ ПРИ ТЕМПЕРАТУРАХ 100 -1000°С	77
Дорофеева В.А. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И СОСТАВ КАМЕН- НО-ЛЕДЯНЫХ ПЛАНЕТЕЗИМАЛЕЙ В РЕГИОНЕ САТУРНА	81
Дунаева А.Н., Кронрод В.А., Кусков О.Л. ТИТАН И КАЛЛИСТО – СПУТНИКИ-АНАЛОГИ?	85
Жариков А.В., Родкин М.В. ПРОНИЦАЕМОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ – РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ И ОЦЕНКА НА ОСНОВЕ ОСОБЕННОСТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА	89
Жаркова Е.В., Кадик А.А., Сенин В.Г. ЕСТЬ ЛИ У МИНЕРАЛОВ ГЛУБИННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ «ПАМЯТЬ»? ЭКСПЕРИМЕН- ТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОБСТВЕННОЙ ЛЕТУЧЕСТИ КИ- СЛОРОДА КРИСТАЛЛОВ	94
Иванкина Т.И. НЕЙТРОНОГРАФИЧЕСКИЙ ТЕКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ГОРНЫХ ПОРОД ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ: ОПЫТ ИССЛЕДОВАНИЙ НА РЕАКТОРЕ ИБР-2 (ДУБНА). ПАМЯТИ ПРОФЕССОРА А.Н.НИКИТИНА	98
Иванкина Т.И., Локаичек Т., Зель И.Ю. ВЛИЯНИЕ МИКРОСТРУК- ТУРЫ НА АНИЗОТРОПИЮ УПРУГИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПО- РОД: МОДЕЛИРОВАНИЕ СЛОИСТЫХТЕКСТУРИРОВАННЫХ СРЕД	100
Ивлиев А.И., Куюнко Н.С. ИССЛЕДОВАНИЕ УДАРНОЙ НАГРУЗ- КИ В МИНЕРАЛАХ ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНТНЫМ МЕТОДОМ	101

Ильченко В.Л. МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАС- СЛОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАК КОЛЕБАТЕЛЬНОЙ СИСТЕМЫ, ВОЗБУЖДАЕМОЙ ЛУНЫМ ПРИЛИВОМ (НА ПРИМЕРЕ ЗЕМ- НОЙ КОРЫ ПЕЧЕНГСКОГО БЛОКА, БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)	105
Ильченко В.Л. ОЦЕНКА ГЛУБИНЫ ПРОНИКНОВЕНИЯ ЭНЕРГИИ ЛУННОГО ПРИЛИВА ВО ВНЕШНЮЮ ОБОЛОЧКУ ЗЕМЛИ	109
Имамвердиев Н.А., Романько А., Савичев А., Степанов С., Про- кофьев В., Хейдари М. К АЛЬПИЙСКИМ ТЕКТОНО- МАГМАТИЧЕСКИМ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИМ ОСОБЕННОСТЯМ ЗАПАДА БЕЛУДЖИСТАНА, ИРАН, БЛИЖНИЙ ВОСТОК	113
Иоспа А.В., Якушина О.А. ЛЕЙКОКСЕНИЗИРОВАННЫЙ ИЛЬМЕ- НИТ ТИТАНО-ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ: ИССЛЕДОВАНИЕ РЕНТГЕНОВСКИМИ МЕТОДАМИ	115
Камшилин А.Н., Насимов Р.М. Волкова Е.Н. ЭКСПЕРИМЕН- ТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СЕЙСМОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ВТОРОГО РОДА В ФЛЮИДО- НАСЫЩЕННЫХ ПЕСЧАНИКАХ	117
Каракин А.В., Покаташкин П.А. РЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЧАСТИЧНО РАСПЛАВЛЕННЫХ ПОРОД	120
Клиш И., Геворкян Р.Г. ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МАССИВА ГАРЦ (ГЕРМАНИЯ)	124
Кнауф О.В. АВТОМАТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ - ПОИСК РЕД- КИХ ФАЗ, ИХ КАЧЕСТВЕННЫЕ, КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ И ПРО- СТРАНСТВЕННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ	128
Королев Н.М. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ СОСТАВОВ ПОРОДООБРА- ЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ ЭКЛОГИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ КАТОКА, КАК ОТРА- ЖЕНИЕ СЛОЖНЫХ ВЕРХНЕМАНТИЙНЫХ ПРОЦЕССОВ	132
Корочанцева Е.В., Буйкин А.И., Корочанцев А.В. К ПРОБЛЕМЕ СВЯЗИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА АРГОНА, ЗАХВАЧЕННОГО ЛУНЫМИ БРЕКЧИЯМИ, С ВОЗРАСТОМ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ	136
Корчин В.А., Буртный П.А., Карнаухова Е.Е. ВЕЩЕСТВЕННОЕ ТЕРМОБАРИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЛУБИННЫХ ГОРИ- ЗОНТОВ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА ПО ДАННЫМ РТ-ПЕТРОФИЗИКИ	140
Кравчук М.В., Корчин В.А. ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ГОРНЫХ ПОРОД В ИНЕРТ- НОЙ И ОКИСЛИТЕЛЬНОЙ СРЕДАХ	144
Кронрод В.А., Кусков О.Л., Кронрод Е.В. СОСТАВ ЛУНЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ И РАДИУСУ ЯДРА	148
Кронрод Е.В., Кусков О.Л., Кронрод В.А. ВЕРОЯТНЫЙ ПРОФИЛЬ ТЕМПЕРАТУРЫ В МАНТИИ ЛУНЫ	150

Лаврентьева З.А., Люль А.Ю. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ И ДРУГИХ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ ПАЛЛАСИТОВ	154
Лебедев Е.Б. ВЛИЯНИЕ КОМПОНЕНТОВ НА ВЯЗКОСТЬ РАСПЛАВОВ МАГМАТИЧЕСКОГО СОСТАВА	158
Лебедев Е.Б., Рощина И. А., Кононкова Н.Н., Зевакин Е.А., Аверин В.В. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО МОДЕЛИРОВАНИЮ МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАЛЛИЧЕСКОГО ЯДРА ЛУНЫ В УСЛОВИЯХ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ	162
Лебедев Е.Б., Хаврошкин О. Б., Цыплаков В. В. НЕЛИНЕЙНОСТЬ СОБСТВЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ НЕБЕСНОГО ТЕЛА И ЕГО ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ	166
Лобанов К.В. СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО РАЙОНА	170
Люль А.Ю., Лаврентьева З.А. О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ МЕТАЛЛА ЭНСТАТИТОВЫХ МЕТЕОРИТОВ	174
Макалкин А.Б. СВОЙСТВА ПЕРВИЧНЫХ ПЛАНЕТЕЗИМАЛЕЙ В ЗОНЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЮПИТЕРА И САТУРНА И СЛЕДСТВИЯ ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ ИХ РЕГУЛЯРНЫХ СПУТНИКОВ	178
Макеев А.Б., Борисовский С.Е. ТИПОМОРФИЗМ ТИТАНОВЫХ МИНЕРАЛОВ ПРОЯВЛЕНИЯ ИЧЕТЬЮ, СРЕДНИЙ ТИМАН	182
Мальковский В.И. ОДНОМЕРНАЯ МОДЕЛЬ ДВИЖЕНИЯ ОРЕОЛА ЗАГРЯЗНЕНИЯ В ВОДОНОСНОМ ГОРИЗОНТЕ ОГРАНИЧЕННОЙ ПРОТЯЖЕННОСТИ	186
Мальковский В.И. ОДНОМЕРНАЯ ОЦЕНКА МИГРАЦИИ РАДИОНУКЛИДОВ ИЗ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ХРАНИЛИЩ РАДИОАКТИВНЫХ МАТЕРИАЛОВ	190
Мальковский В.И., Петров В.А., Мохов А.В., Александрова Е.В. АНАЛИЗ КОЛЛОИДНЫХ ФОРМ ПЕРЕНОСА УРАНА ПОДЗЕМНЫМИ ВОДАМИ НА СТРЕЛЬЦОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ	194
Минаев В.А., Петров В.А., Полуэктов В.В. МАКРОТРЕЩИНОВАТОСТЬ ГРАНИТОИДОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АНТЕЙ И ЕЕ СВЯЗЬ С УПРУГИМИ ПАРАМЕТРАМИ ПОРОД	198
Насимов Р.М., Патонин А.В. Ткачев Е.А. ИССЛЕДОВАНИЕ ЗОН УПЛОТНЕНИЯ В ПЕСЧАНИКАХ МЕТОДАМИ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ В КАМЕРЕ ЦЛИНДР-ПОРШЕНЬ	202
Никитин А.В., Петров В.А. ПРИМЕНЕНИЕ ПРОГРАММНОГО ПРОДУКТА ROSLAB ДЛЯ ОЦЕНКИ ГЕОМЕХАНИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ МАССИВОВ ПОРОД ЭЛЬКОНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА	206
Никитин С.М., Буянова Д.С. СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОН ТВЕРДОФАЗНОГО МАССОПЕРЕНОСА	209

Патонин А.В, Виноградов Ю.К., Салтыковский А.Я. ИЗМЕНЕНИЯ АКУСТО-ЭМИССИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК БАЗАЛЬТОВ ВОСТОЧНОЙ НЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ИСЛАНДИИ ПРИ ТЕПЛОВОМ ВОЗДЕЙСТВИИ	213
Персиков Э.С., Бухтияров П.Г., Некрасов А.Н., Бондаренко Г.В. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПЛАВЛЕНИЯ СИЛИКАТНО - КАРБОНАТНЫХ СИСТЕМ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ И ДАВЛЕНИЯХ	217
Печерский Д.М. СВЯЗЬ КОНЦЕНТРАЦИЙ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА СО СКОРОСТЬЮ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ: ОБОБЩЕНИЕ ДАННЫХ ТМА	221
Печерский Д.М., Гильманова Д.М., Марков Г.П., Мурдмаа И.О. ТЕРМОМАГНИТНЫЙ АНАЛИЗ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА В ОСАДКАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ АТЛАНТИКИ	225
Пожиленко В.И., Шаров Н.В. СУЩНОСТЬ ВНУТРИКОРОВЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ГРАНИЦ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)	229
Редькин А.Ф., Котова Н.П., Некрасов А.Н. ИССЛЕДОВАНИЕ ВХОЖДЕНИЯ УРАНА В ПИРОХЛОРЫ	233
Русол А.В., Дорофеева В.А. ДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТЕПЛОВОЙ ЭВОЛЮЦИИ КАМЕННО-ЛЕДЯНЫХ ТЕЛ – ВЕРОЯТНОГО ИСТОЧНИКА ВЕЩЕСТВА ЛЕДЯНЫХ КОЛЕЦ САТУРНА	236
Симакин А.Г., Салова Т.П., Бондаренко Г.В., Ширяев А.А. ИЗУЧЕНИЕ СО В МАГМАТИЧЕСКИХ СТЕКЛАХ И РАСПЛАВАХ МЕТОДАМИ КР И ИК СПЕКТРОСКОПИИ	240
Симакин А.Г. ЧИСЛЕННЫЙ АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ РЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ НА РЕЖИМ ВОЗОБНОВЛЕНИЯ СУБДУКЦИИ В ЗОНЕ АККРЕЦИИ	243
Скрипник А.Я. МЕТЕОРИТНАЯ КОЛЛЕКЦИЯ РАН И ОСОБЕННОСТИ РАБОТЫ С МЕТЕОРИТАМИ	246
Соловьева Л.В., Егоров К.Н. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПЕРИДОТИТОВ НИЗОВ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ, СВЯЗАННЫЕ С ФАНЕРОЗОЙСКИМ ЭТАПОМ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА	250
Суетнова Е.И. ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ МОРСКОГО ДНА КАК ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ДВОЙНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ В МОРСКИХ ОСАДКАХ	254
Теплякова С.Н., Кононкова Н.Н. ОЦЕНКА СКОРОСТИ ОХЛАЖДЕНИЯ МЕТАЛЛА ЖЕЛЕЗНОГО МЕТЕОРИТА ЭЛЬГА (IIE)	258
Трусов Б.Г. ПРОГРАММНОЕ И ИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ ТЕРМОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ	262

Устинов С.А., Петров В.А., Полуэктов В.В., Прокофьев В.Ю. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РУДООБРАЗОВАНИЯ НА РАЗЛИЧНЫХ ЭТАПАХ ДЕФОРМАЦИИ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АНТЕЙ НА ОСНОВЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПЛАНАРНЫХ СИСТЕМ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ	266
Хейдари М., Манижои М., Романько А., Прокофьев В., Каземи Мехрния А. СТРАТИФОРМНАЯ МЕДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ТИПА МАНТО В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АББАС АБАД ИСЛАМСКАЯ РЕСПУБЛИКА ИРАН, БЛИЖНИЙ ВОСТОК	270
Цельмович В.А., Салтыковский А.Я. СОСТАВ И МИКРОСТРУКТУРА КОСМИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ ИЗ АСТРОБЛЕМЫ ЦЭНХЭР	271
Цельмович В.А. МИКРОСТРУКТУРА И СОСТАВ МИКРОЧАСТИЦ - ВОЗМОЖНЫХ СЛЕДОВ ТУНГУССКОГО МЕТЕОРИТА	275
Чевычелов В.Ю. ВЛИЯНИЕ CO ₂ НА РАСТВОРИМОСТЬ ВОДНЫХ СИ-СОДЕРЖАЩИХ ФЛЮИДОВ В ФОНОЛИТОВОМ РАСПЛАВЕ ПЕРВЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ	279
Шкодзинский В.С. ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ГОРЯЧЕЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ	283
Шкодзинский В.С. Р-Т ДИАГРАММЫ ФАЗОВОГО СОСТАВА МАГМ И ВЫТЕКАЮЩИЕ ИЗ НИХ СЛЕДСТВИЯ	287
Шкуратник В.Л., Новиков Е.А. ДИАГНОСТИКА СТРУКТУРНЫХ НАРУШЕНИЙ ОБРАЗЦОВ СКАЛЬНЫХ ГЕОМАТЕРИАЛОВ ПО ПАРАМЕТРАМ ТЕРМОСТИМУЛИРОВАННОЙ В НИХ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ	291
Шмонов В.М., Витовтова В.М., Жариков А.В. УСТАНОВКА ДЛЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОТОЧНЫХ СИСТЕМ МЕТОДОМ ТЕРМОГРАВИТАЦИОННОЙ КОНВЕКЦИИ	295
Шорников С.И. ТЕРМОДИНАМИКА ИСПАРЕНИЯ И КОНДЕНСАЦИИ ВЕЩЕСТВА CAI	299
Юркова Р.М., Воронин Б.И. ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ БИМЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ СЛОИ В ОФИОЛИТОВОМ ДИАПИРЕ	303
Яковлев О.И., Герасимов М.В., Диков Ю.П., Булеев М.И. КЛАСТЕРНОЕ ИСПАРЕНИЕ ПЛАГИОКЛАЗОВ	307
Якушина О.А., Хозяинов М.С. ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕОМАТЕРИАЛОВ МЕТОДОМ РЕНТГЕНОВСКОЙ ТОМОГРАФИИ	311
Якушина О.А., Ожогина Е.Г., Хозяинов М.С. РЕНТГЕНОВСКАЯ ТОМОГРАФИЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ	315

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ТВЕРДОГО УГЛЕРОДА В КОРЕ ЗЕМЛИ

Аверин В.В.

Институт металлургии и материаловедения им. А.А. Байкова РАН
(ИМЕТ РАН), aver@imet.ac.ru

Образование и выделение из коры Земли углерода и углеводородных соединений привлекала внимание многих ученых и в настоящее время существуют различные теории по данным вопросам. В частности известно высказывание Д.И. Менделеева о неорганическом происхождении нефти. Доля углерода в земной коре незначительна и по различным оценкам колеблется в пределах 0.07-0.088 % масс. Между тем угольные месторождения составляют огромные сосредоточенные залежи и возможность их образования требует, тщательного анализа не только как превращения остатков растительного материала в уголь, а также более раннего пути по перемещению углеродсодержащих соединений при формировании мантии, образовании тугоплавких оксидов, составляющих основную часть земной коры, их объединение в сложные по химическому составу соединения и отделение газообразных составляющих. Эти процессы приобретают особое значение, когда образовалась твердая и прочная кора, препятствующая выходу образующихся газов в атмосферу. Давление при этом может достигать сотен и тысяч атмосфер и изменение состава среды и химических процессов носит кардинальный характер.

Для оценки состояния равновесия сложных по составу систем привлечена программа термодинамического моделирования “Терра” разработанная в МВТУ [1], в которую включены термодинамические данные по основным элементам Периодической системы (свыше 60), химическим соединениям (свыше 3000) охватывающие различные процессы физической и химической технологии. Программа успешно применена для термодинамического анализа процессов восстановления оксидов, хлорирования титанатов, испарения лунного грунта и др. [2].

В данной работе выделена часть, описывающая метаморфозу углеродсодержащих компонентов в зависимости от температуры и давления, изменяющихся по глубине земной коры.

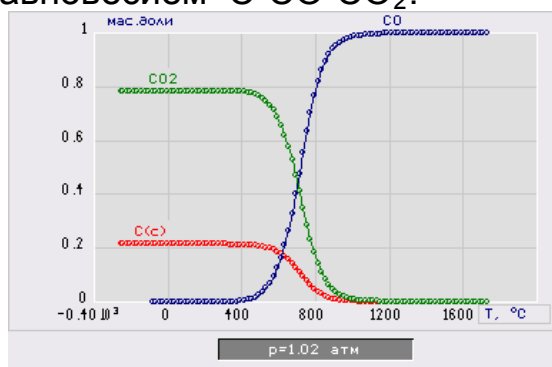
1. Предварительные данные

Известно, что выделение углерода из газовых сред возможно по двум простейшим хорошо изученным реакциям

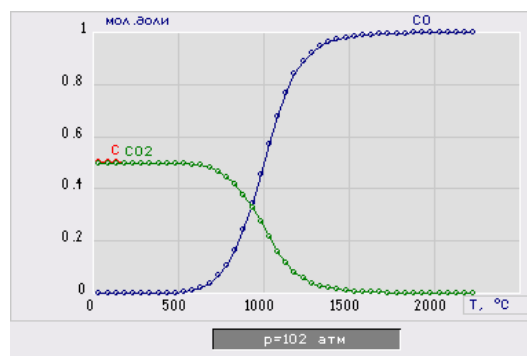


Данные реакции используются при анализе процессов прямого восстановления железных руд, доменного производства чугуна и др.

На рис.1а, б приведены данные о изменении равновесного состава системы при термическом разложении монооксида углерода и давлении соответственно для 1 и 100 атм по реакции (1). В зависимости от давления фиксируется различие в температуре, при которой достигается равенство (мол. доли) трех составляющих C, CO, CO₂. Область низких температур характеризуется равновесием C-CO-CO₂.

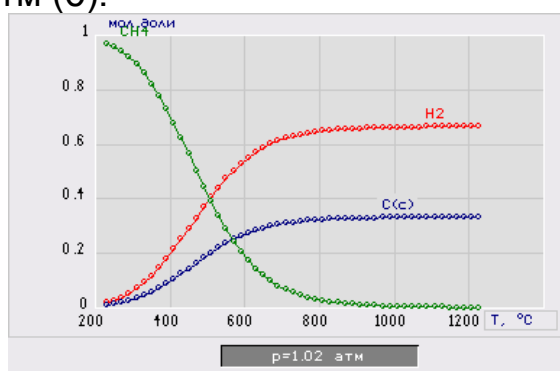


а

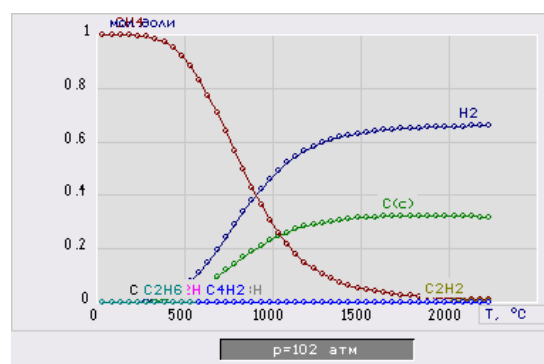


б

Рис. 1. Равновесный состав системы C — CO — CO₂ (мол. доли) в зависимости от температуры при общем давлении в 1 атм (а) и 100 атм (б).



а



б

Рис.2. Равновесные соотношения компонентов при термическом распаде метана и общем давлении в 1 атм (а) и при 100 атм (б)

На рис. 2а,б приведены равновесные соотношения фаз при нагреве метана соответственно при давлении в 1 и 100 атм. Равенство в молях двух компонентов (C и CH₄) достигается соответственно при 550 и 1150°C, т.е. при высоком давлении устойчивость метана простирается до более высоких температур, что будет подробно рассмотрено при анализе процессов в земной коре.

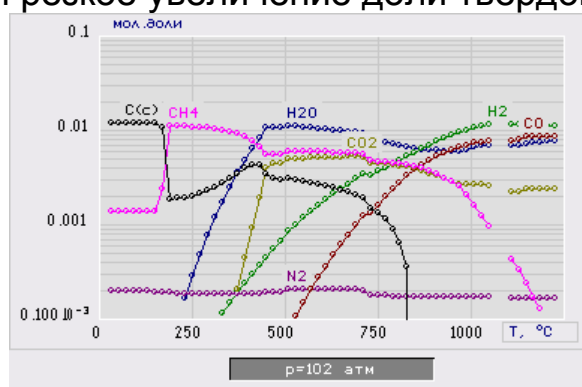
2.Изменение состава при охлаждении мантии и земной коры.

Состав земной коры представляется в виде “кларков” т.е. в элементном составе (атомном или массовом). Этот вопрос рассматривался рядом авторитетных ученых, в том числе

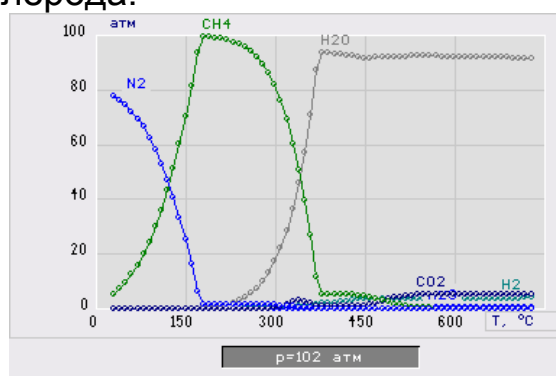
Виноградовым А.П., Вернадским В.И. Кларком Ф.У. и др. По одной из последних версий наиболее массовые (% масс.) элементы располагаются в следующем порядке: О — 49.5, Si — 25.8, Al — 7.57, Fe — 4.7, Ca — 3.38, Na - 2.63, K — 2.41, Mg — 1.95, Н — 0.88, Ti — 0.41, Cl — 0.19, P — 0.08, S — 0.048, С — 0.087, N — 0.003.

Остальные элементы незначительны по количеству и их учет на снижении количества кислорода несущественен. Основное количество водорода заключено в воде, которая появилась уже на первичной стадии формирования земной коры и образования прочной корки, выделилась в газовую фазу с последующей конденсацией, что позволяет в некоторых случаях не учитывать ее в процессах связанных с глубинными метаморфозами в коре. Для расчета оставлена часть водорода 0.25% и кислорода 44.5%. Основное внимание обращено на область высоких давлений присущих горизонтам расположения как угольных, так и углеводородных соединений при относительно невысоких температурах, поскольку принято считать, что при погружении на каждые 100 м температура в земной коре повышается на 3 градуса.

На рис.3а,б выделены данные о температурной зависимости состава по углероду, водороду и углеводородным соединениям. в мол. долях (рис.5а) и в парциальных давлениях (рис.3б). Отчетливо проявляются этапы превращений при охлаждении: 1000-470°C образование метана при снижении доли водорода и диоксида углерода 800-470°C выделение части углерода из газовой фазы при дальнейшем снижении содержания водорода и углеродсодержащих газов 470-200°C некоторое снижение содержания углерода в результате его реакции с водяным паром, при 200°C распад метана и резкое увеличение доли твердого углерода.



а



б

Рис. 3 Изменение состава и количества углерод и водород содержащих соединений при охлаждении земной коры и формировании выделений углерода при общем давлении 100 атм: а — мол. доли, б — атм при 200°C. Начинает выделяться азот — элемент инертный в данной среде, который составляет основную

часть земной атмосферы. Проведенные расчеты относятся к процессам взаимодействия элементов земной коры. На протяжении длительного периода времени создаются условия реализации химического сродства элементов на основе их специфических свойств, определяемых строением электронных оболочек атомов, когда на Земле ни флоры ни фауны не было.

Углерод после выделения его в процессах формообразования коры на протяжении длительного времени переходит в виде диоксида в атмосферу, где совместно с кислородом и некоторыми другими элементами, а также солнечным светом участвует в образовании флоры и фауны [3], которые в ранние периоды формирования Земли приобретали уникальные размеры. Длительное накопление древесной массы и разложение её при высоком давлении в отсутствии притока воздуха содействовали образованию каменного угля.

Автор благодарит Лебедева Е.Б. за обсуждение и помощь в оформлении материала.

Литература

1. Трусов Б.Г. Термодинамическая программа “Терра”. Сб. трудов Третьего международного симпозиума по теоретической и прикладной химии. Иваново, 2002 г. С. 217-220.
2. Аверин В.В. Яковлев О.И. Термодинамическое моделирование процесса испарения лунного базальта. Труды второй международной конференции “Физико-химические и петрографические исследования в науках о Земле”. Москва, ГЕОХИ, 11-13 окт., 2010 г. С. 11-14.
3. Галимов Э.М. Проблемы зарождения и эволюции биосферы М., 2008. С. 560.

PHYSICO-CHEMICAL CONDITIONS OF THE SEGREGATION OF SOLID CARBON IN THE EARTH'S CRUST

Averin V.V.

A.A.Bayikov Institute of Metallurgy and Material Science (IMET) RAS,
aver@imet.ac.ru

The conditions of the segregation of carbon components depending on the temperature and pressure in the Earth's crust are presented.

УЛЬТРАТЯЖЕЛЫЕ И ТРАНСУРАНОВЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В СОСТАВЕ ГАЛАКТИЧЕСКИХ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ: ИДЕНТИФИКАЦИЯ ЗАРЯДА ЯДЕР ПО ТРЕКАМ В КРИСТАЛЛАХ ОЛИВИНА ИЗ МЕТЕОРИТОВ

¹Александров А.Б., ¹Багуля А.В., ¹Владимиров М.С., ¹Гончарова Л.А., ²Ивлиев А.И., ²Калинина Г.В., ²Кашкаров Л.Л., ¹Коновалова Н.С., ¹Окательева Н.М., ¹Полухина Н.Г., ¹Русецкий А.С., ¹Старков Н.И.

¹Физический Институт им. П.Н. Лебедева (ФИАН) РАН, Москва, poluhina@sci.lebedev.ru;

²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, leokash@mail.ru

В работе приводятся результаты экспериментальных исследований, выполняемых в рамках проекта ОЛИМПИА [Ginzburg et al., 2005] с целью поиска треков ядер ультратяжелых и трансурановых элементов галактических космических лучей (ГКЛ) в кристаллах оливина из метеоритов. К настоящему времени в 170 кристаллах, выделенных из палласитов Марьялахти и Игл Стэйшн, зарегистрировано ~ 6000 треков ядер с зарядом $Z > 55$, среди которых 45 относятся к ядрам с $88 < Z < 92$, и заряд трех ядер $Z >> 92$. Оценка способом экстраполяции заряда одного из этих ядер дала величину в интервале $105 < Z < 130$.

В результате длительной экспозиции в космическом пространстве метеоритов Марьялахти и Игл Стэйшн (~ 200 и ~ 300 млн лет, соответственно) в кристаллах оливина этих метеоритов накапливается достаточно высокая плотность треков от редких ядер сверхтяжелых элементов, входящих в состав ГКЛ. Наименьшая глубина залегания кристаллов от до атмосферной поверхности Марьялахти 4-5 см и 2-3 см для Игл Стэйшн, позволяет регистрировать в ~1 мм³ оливина до нескольких десятков треков ядер с $Z > 55$. Просмотр и регистрация параметров треков, проводимые на Полностью АВтоматизированном Измерительном КОМПлексе (ПАВИКОМ) [Feinberg et al., 2004], позволяют эффективно использовать весь объем исследуемых кристаллов. При этом как полная травимая длина, так и соответствующая ей скорость травления длиннопробежных треков, определяются с ошибкой не более 10 – 15%. Для идентификации заряда ядер с $Z < 92$ используется установленное по данным калибровочных экспериментов соотношение между динамическим (скорость травления треков V) и геометрическим (остаточная длина пробега RR) параметрами травимых треков [Kashkarov et al., 2008]. Для ядер

с $Z > 92$ был применен способ экстраполяции полученных данных зависимости V от RR .

В кристаллах оливина из палласита Игл Стэйшн после химического травления в течение первого (8 часов) этапа травления обнаружены три сверхдлинных трека, средняя скорость травления которых $V > 35$ мкм/час. Первый из этих треков TU-1, имеющий классическую форму “шприца”, изображен схематически на рис.1.

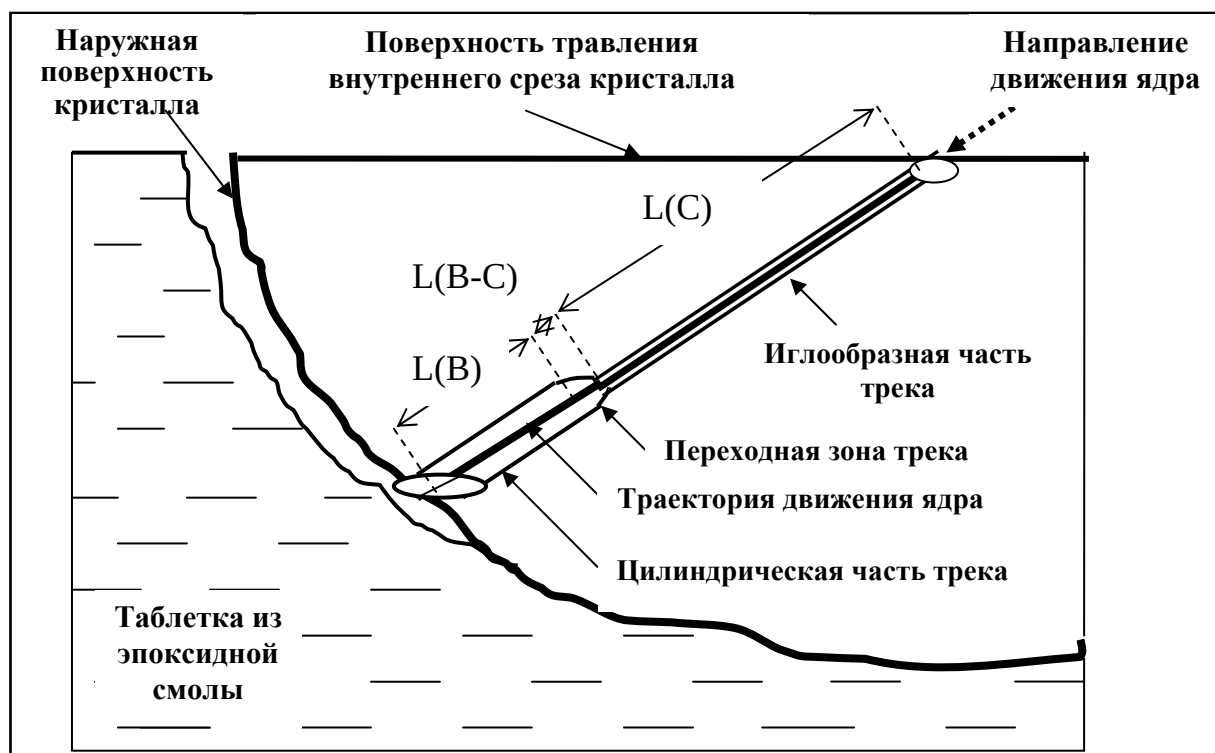


Рис. 1. Схематическое изображение трека TU-1, травимого в кристалле оливина из палласита Игл Стэйшн. L – измеренные величины длины иглообразной (C), переходной (B-C) и цилиндрической (B) частей трека, наблюдаемого в виде шприца.

Таблица 1. Геометрические и динамические характеристики TU-1 трека, травимого в кристалле оливина из палласита Игл Стэйшн.

Участок трека	Параметры трека TU-1			
	L , мкм	$D_{\min}$, мкм	$D_{\max}$, мкм	V , мкм/час ^(*)
Игла (C)	360 ± 10	$4,5 \pm 0,5$	$5 \pm 0,5$	45 ± 2
Участок (C-B)	15 ± 5	$5 \pm 0,5$	9 ± 1	$2,1 \pm 0,5$
Цилиндр (B)	180 ± 10	9 ± 1	11 ± 1	$22,5 \pm 1$

^(*) Средняя скорость травления зарегистрированной полной длины трека TU-1 $V_{(B+C)} = (35 \pm 3)$ мкм/час.

Из калибровочных данных получено, что скорость травления треков в основной (цилиндрической) части для ядер с $Z \leq 92$ не

превышает (25 ± 2) мкм/час. Для трека TU-1 для основной, наблюдаемой в данном случае усеченной длины, зарегистрировано только 180 мкм с соответствующей скоростью травления $V_{TR, B} \approx 22.5$ мкм/час. Вместе с тем, скорость травления иглы $V_{TR, C} \approx 45$ мкм/час. Для оценки заряда ядра, при торможении которого сформировался данный трек, в первом приближении, нами была взята средняя величина $V_{(B+C)} = (35 \pm 3)$ мкм/час, которой соответствует интервал идентифицируемой величины заряда $105 < Z < 130$ (Рис. 2).

Экспериментальные данные зависимости скорости травления треков V от остаточной длины пробега RR могут быть получены для ядер не тяжелее урана. Поэтому для идентификации заряда ядер трансурановых элементов нами применен способ экстраполяции зависимости $Z(RR, V)$, установленной для ядер группы железа ГКЛ и ускоренных ядер Kr, Xe, Au и U. Результаты приведены на рис. 2.

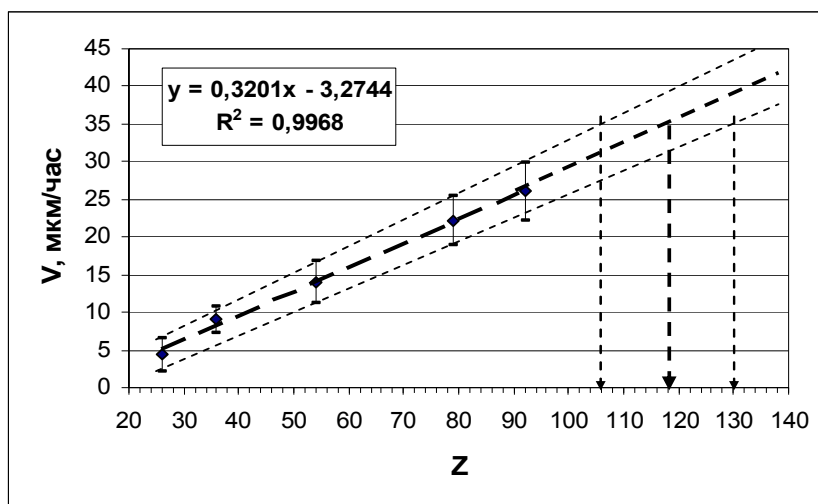


Рис. 2. Экстраполяция зависимости V от Z в область трансурановых элементов по данным калибровочных измерений для ядер группы железа ГКЛ и ускоренных ядер Kr, Xe, Au и U.

Для треков TU-2 и TU-3, длина которых 730 и 540 мкм соответственно, переходного участка не наблюдается. В предположении, что травимые участки этих треков относятся к иглообразной части, средней величине скорости травления, превышающей ~ 35 мкм/час, соответствует заряд $Z > 110$.

Оценка минимальной величины времени жизни идентифицированных по трекам ядер трансурановых элементов ГКЛ, образуемых при вспышках сверхновых в нашей галактике, дает величину порядка нескольких тысяч лет. Полученные данные подтверждают гипотезу о существовании “острова стабильности” для природных транс-фермиевых ядер.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 10-02-00375-а) и частично Программы №22 фундаментальных исследований Президиума РАН.

Литература

1. Ginzburg V.L., Polukhina N.G., Feinberg E.L., Starkov N.I., Tsarev V.A. Problems and Horizons of the Search for Tracks of Heavy and Superheavy Nuclei in Olivine Crystals from Meteorites (OLIMPIYA project) // Dokl. Physics. 2005. V. 50. № 6. P. 283 – 285.
2. Feinberg E.L., Kotelnikov K.A., Polukhina N.G. Completely Automated Measuring Complex (PAVICOM) for Track-Detector Data Processing // Phys. Particles and Nuclei. 2004. V. 35. P. 409 – 423.
3. Kashkarov L. L., N. G. Polukhina, N. I. Starkov, G. V. Kalinina, A. I. Ivliev, A. B. Alexandrov, L. A. Goncharova, I. Yu. Tarasova. Geometrical track parameters in the pallasite olivine: Identification of the cosmic ray heavy nuclei // Radiation Measurements. 2008. V. 43. P. S266 – S268.

ULTRAHEAVY AND TRANSURANIC NUCLEI IN CONSISTING OF GALACTIC COSMIC RAY: CHARGE IDENTIFICATION BY THE TRACKS IN OLIVINE CRYSTALS FROM METEORITES

¹Aleksandrov A.B., ¹Bagulya A.V., ¹Vladimirov M.S., ¹Goncharova L.A., ²Ivliev A.I., ²Kalinina G.V., ²Kashkarov L.L., ¹Konovalova N.S., ¹Okateva N.M., ¹Polukhina N.G., ¹Roussetski A.S., ¹Starkov N.I.

¹Lebedev Physical Institute (FIAN) RAS, Moscow,
poluhina@sci.lebedev.ru

²Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHI) RAS, Moscow, leokash@mail.ru

In the framework of the project OLYMPIA [Ginzburg et al., 2005] basic problem for the ultraheavy and transuranic galactic cosmic ray nuclei of the charge determination are investigated. For this purpose chemically etched lengths and track-etch rate of the braking nuclei in the olivine crystals from the Marjalahti and Eagle Station pallasites are used. Extrapolation analysis of the function $Z(RR,V)$ gives in the first approximation the charge value of one discovered syringe type track the nucleus charge of $105 < Z < 130$. For two other tracks it was estimated the value of $Z > 110$. The obtained results confirm the hypothesis of the existence of “stability islands” for natural trans-Fermi nuclei.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ В РАСПРЕДЕЛЕНИЯХ РАДИАЦИОННЫХ ВОЗРАСТОВ КАМЕННЫХ И ЖЕЛЕЗНЫХ МЕТЕОРИТОВ

Алексеев В.А.

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

Информация об интенсивности и вариациях галактических космических лучей (ГКЛ) на временной шкале до ~1 млрд. лет может быть получена при изучении космогенных изотопов, образованных в метеоритах. Для проведения этих исследований, в дополнение к созданной ранее базе данных для каменных метеоритов [Алексеев, 2005], мы составили сводку радиационных возрастов железных метеоритов на основе работ [Voshage et al., 1979, 1983, 1984]. Полученные распределения возрастов железных метеоритов разных групп показаны на рис. 1.

Известно, что при столкновениях в космосе из родительских тел метеоритов могут выбиваться «рои» метеороидов, обуславливающих наличие локальных группировок (пиков) в распределениях радиационных возрастов. Так, например, в распределениях возрастов Н-хондритов хорошо известен пик в районе 7 млн. лет (рис. 2). Аналогичные группировки возрастов возможны и для железных метеоритов, в частности – для группы IIIAB (рис. 2). Для изучения вариаций ГКЛ в прошлом, в частности, для выяснения возможности изменений интенсивности ГКЛ с периодом ~150 млн. лет при прохождении Солнечной системы через галактические рукава [Shaviv, 2003; Scherer et al., 2006], необходимо исключение из распределений возрастов тех значений, которые относятся к “парным” метеоритам (т.е., к метеоритам, образовавшимся в одном столкновении). Такая коррекция была нами проведена путём выделения значений возрастов, различие между которыми превышало величину стандартной погрешности (1σ), и заменой совокупности близких, согласующихся по величине значений возрастов одним средним значением. В результате, из 83 возрастов было отобрано 37 значений, которые, наиболее вероятно, соответствуют времени столкновений с родительскими телами с образованием железных метеоритов (рис. 1, 2). Так, например, весьма многочисленная группа железных метеоритов группы IIIAB (21 экз.), образовалась, наиболее вероятно, всего в пяти столкновениях. Полученные данные привлечены для нахождения возможных вариаций ГКЛ за последний ~1 млрд. лет.

Работа частично поддержана Программой № 22 фундаментальных исследований Президиума РАН.

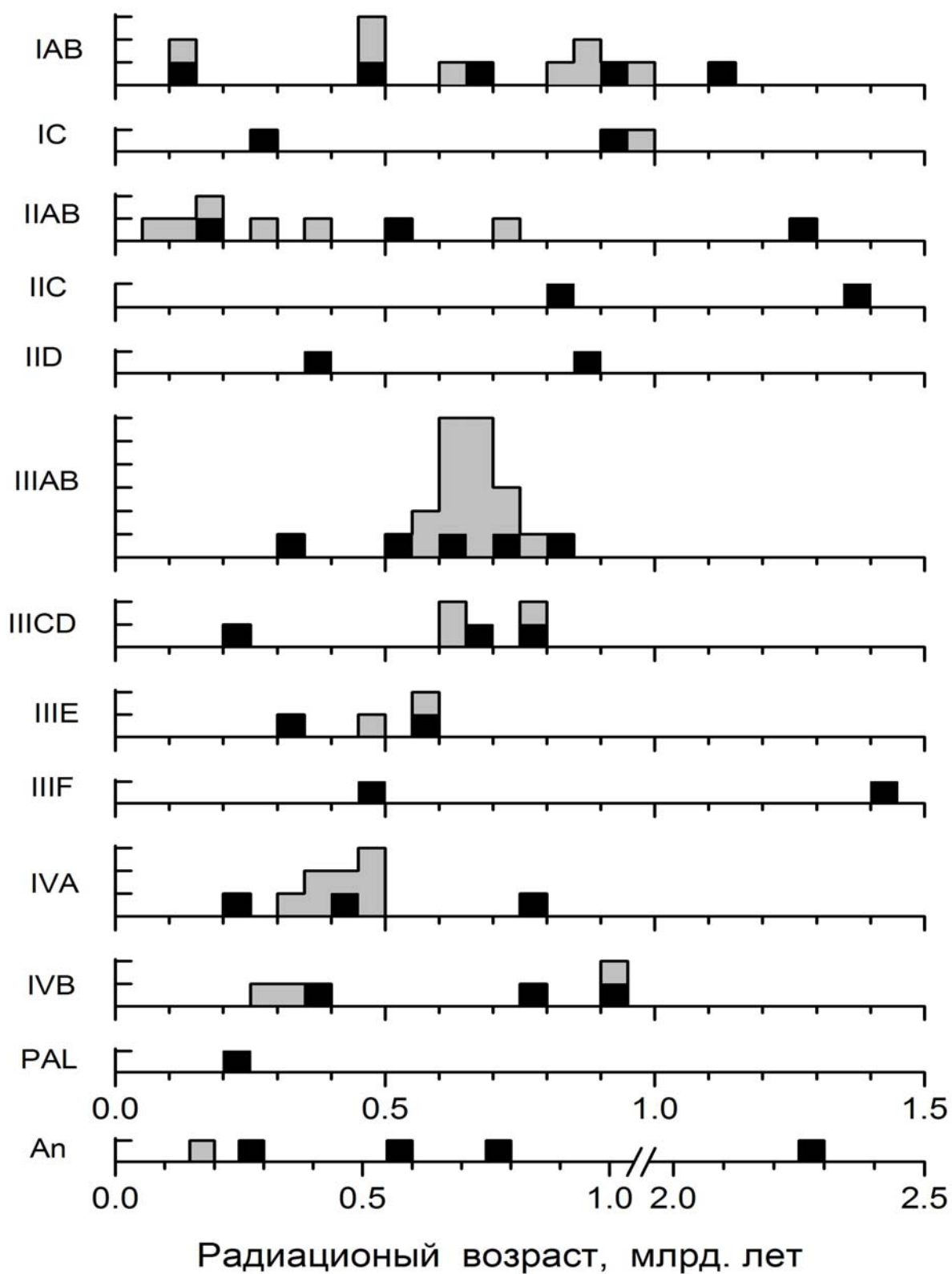


Рис. 1. Распределение радиационных возрастов железных метеоритов (83 экз.). Заливкой выделены метеориты (37 экз.) после исключения парных экземпляров и метеоритов со сложной историей облучения. По данным [Voshage et al., 1979, 1983, 1984].

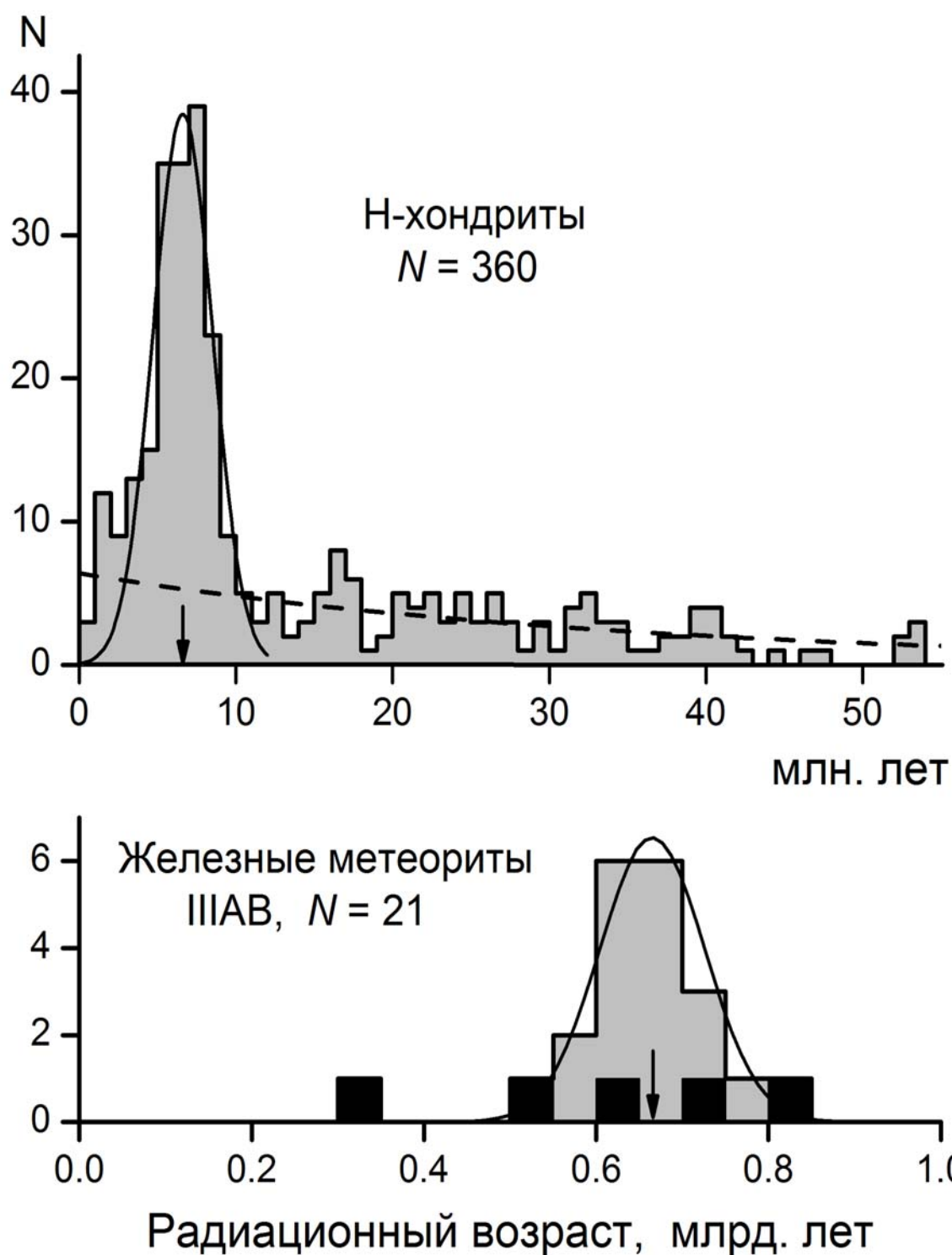


Рис. 2. Распределения радиационных возрастов Н-хондритов и группы IIIAB железных метеоритов. Пики в распределениях аппроксимированы гауссовыми кривыми. Пунктир – линия регрессии для Н-хондритов, лежащих за пределами пика. Заливкой выделены железные метеориты после исключения парных экземпляров. По данным [Алексеев, 2005; Voshage et al., 1979, 1983, 1984].

Литература

1. Алексеев В.А. История обыкновенных хондритов по данным о стабильных изотопах инертных газов (обзор) // Астрон. вестник. 2005. Т. 39. № 2. С. 141-168.
2. Voshage H., Feldmann H. Investigation on cosmic ray produced nuclides in iron meteorites, 3. Exposure ages, meteoroid sizes and sample depths determined by mass spectrometric analyses of potassium and rare gases // Earth and planetary science letters. 1979. V. 45. P. 293-308.
3. Voshage H., Feldmann H., Braun O. Investigation on cosmic ray produced nuclides in iron meteorites, 5: More data on the nuclides of potassium and noble gases on exposure ages and meteoroid sizes // Z. Naturforschg, 1983. V. 38a. P. 273-280.
4. Voshage H. Investigations of cosmic-ray-produced nuclides in iron meteorites, 6. The Signer-Nier model and the history of the cosmic radiation // Earth and Planetary Science Letters. 1984. V. 71. No.1. P. 181-194.
5. Shaviv N.J. The spiral structure of the Milky Way, cosmic rays, and ice age epochs on Earth // New Astron. 2003. V. 8. P. 39–77.
6. Scherer K. et al. Interstellar-terrestrial relations: variable cosmic environments, the dynamic heliosphere, and their imprints on terrestrial archives and climate // Space Sci. Rev. 2006. V. 127. P. 327–465.

SOME FEATURES IN DISTRIBUTIONS OF COSMIC-RAY EXPOSURE AGES OF STONE AND IRON METEORITES

Alexeev V.A.

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

For studying of variations of galactic cosmic rays for last ~1 Gyrs, the summary of cosmic-ray exposure ages of 83 iron meteorites (according to data [Voshage et al., 1979, 1983, 1984]) is made. After an exception of age values for "pair" meteorites, 37 age values have been selected. These ages, most probably, correspond to the times of collisions with parent bodies with formation of iron meteorites.

МЕТЕОРИТНЫЙ МОНИТОРИНГ ВАРИАЦИЙ ГАЛАКТИЧЕСКИХ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ В ГЕЛИОСФЕРЕ И РАЗЛИЧИЯ ЦИКЛОВ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

Алексеев В.А., Устинова Г.К.

Институт геохимии и аналитической химии имени В.И.Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, aval37@chgn.net.ru

Исследование радионуклидов с разными $T_{1/2}$ в хондритах с разными датами падений, с разной протяженностью и наклоном орбит предоставляет нам длинный ряд однородных данных по вариациям интенсивности и градиентов галактических космических лучей (ГКЛ) с $E > 100$ МэВ в трехмерной гелиосфере [Лаврухина, Устинова, 1990]. К настоящему времени такая последовательность охватывает уже ~ 5 солнечных циклов [Алексеев, Устинова, 2006]. В этих данных, в значительной степени, сглажены пространственные и временные вариации ГКЛ, что позволяет выявить наиболее важные закономерности механизма модуляции ГКЛ солнечной активностью (СА).

В то же время, имеющийся ряд метеоритных данных по интегральным градиентам ГКЛ позволяет выполнить корреляционный анализ распределения и вариаций ГКЛ с различными индексами СА, мощностью межпланетного магнитного поля (ММП) и углом наклона гелиосферного токового слоя (ГТС) в области до ~ 4 а.е. гелиосферы (рис.1), и выявить особенности механизма модуляции и их причины в разных фазах СА на длительной временной шкале. Из рис.1 следует, что в рассматриваемый период 1957-2010 гг, в целом, наблюдается положительная корреляция градиентов ГКЛ на 2-4 а.е. (кривая 1) с СА (R_j), мощностью ММП B и углом наклона ГТС α . Однако характер корреляции различен как для разных солнечных циклов, так и для периодов их роста и спада. Нарушение корреляций градиентов ГКЛ с СА может быть вызвано процессами перестройки общего

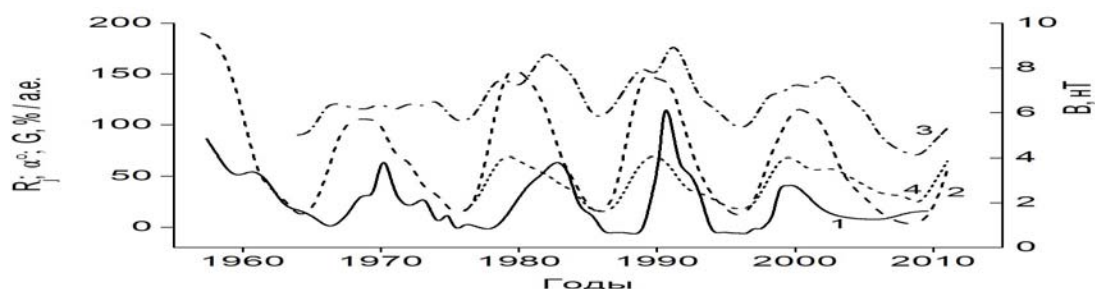


Рис. 1 Сравнение вариаций интегральных градиентов ГКЛ (по метеоритным данным), числа солнечных пятен R_j , мощности B ММП и угла наклона α ГТС (кривые 1-4, соответственно).

магнитного поля Солнца (ОМПС) в максимальные годы солнечных циклов [Ustinova, 1983]. Периоды переполюсовки ОМПС различаются своим характером и длительностью в N- и S-полусферах Солнца, в разных солнечных и магнитных циклах. Так, в 20 солнечном цикле инверсия стала развиваться в марте 1968 г. на широтах 40° – 50° в S-полусфере и достигла полюса в сентябре 1969 г. В N-полусфере инверсия в зоне 40° – 50° началась в августе 1970 и достигла полюса за один год. Никакой инверсии в экваториальной зоне $\pm 40^{\circ}$ в 1969 г. не наблюдалось, так что заряженные частицы могли поступать вдоль силовых линий магнитного поля в гелиосферу в S-широтах не только со стороны полюса, но и в приэкваториальной зоне $\leq 40^{\circ}$ S. В N-широтах заряженные частицы получили такую возможность только начиная с августа 1970 г. и особенно, в 1971 г., когда полярность магнитных полей изменилась и у северного полюса. Это означает, что с сентября 1969 года в течение двух лет оба полюса были отрицательными, так что гелиосфера оказалась открытой не только вблизи полюсов, но частично и в приэкваториальной зоне $\pm 40^{\circ}$ [Ustinova, 1983]. По мнению [Jones, 1983], ОМПС вероятно имело такую конфигурацию, когда, кроме одного приэкваториального нейтрального токового слоя, существовали еще два нейтральных конуса на гелиоширотах $\pm 40^{\circ}$, которые могли играть ключевую роль, если процессы дрейфа доминировали.

Между тем, при смене магнитного цикла в максимуме 22 солнечного цикла характер перестройки ОМПС существенно отличался от описанного для 20 цикла. Действительно, в максимумах 18, 19 и 20 циклов, инверсия заканчивалась раньше в S-полусфере, а в максимумах 21 и 22 – в N-полусфере [Makarov, Sivaraman, 1989]. Это связано с тем, что в течение семи 11-летних циклов до 20 включительно солнечная активность в N-полусфере была выше, чем в S-полусфере [Витинский, 1983]. Начиная же с 1981 г. S-полусфера стала активнее N-полусферы. Уже в максимуме 21 солнечного цикла инверсия ОМПС с плюса на минус закончилась раньше в N-полусфере, но инверсия в целом продолжалась меньше года, и кратковременное отклонение ОМПС от дипольности особенно не проявилось. Однако, в процессе инверсии в максимуме 22 солнечного цикла, инверсия с минуса на плюс в N-полусфере была значительно короче периода инверсии с плюса на минус в S-широтах. Следовательно, существовал период, когда оба полюса оказывались положительными, и гелиосфера была закрыта для положительно заряженных частиц, кроме двух нейтральных токовых конусов с высоким наклоном. Это привело к самому глубокому

минимуму интенсивности ГКЛ в стратосфере в 1990-1991 гг. и к самым высоким градиентам ГКЛ в 22 солнечном цикле (см. рис.1).

Наконец 23 солнечный цикл считается необычным из-за очень низкой амплитуды СА и затянувшегося минимума перед развитием 24 солнечного цикла [Ishkov, 2012]. Инверсия ОМПС с плюса на минус в N-полусфере произошла за ~1 год, тогда как в S-полусфере инверсия с минуса на плюс длилась в ~2 раза дольше, так что период, когда оба полюса оказались отрицательными (как в 20 цикле), был достаточно длительным. При наблюдаемом с 2000 года снижении напряженности ОМПС, гелиосфера оказалась еще более открытой для доступа ГКЛ, что подтверждается и вариацией величины их градиентов (см. рис.1). Слабость магнитных полей и необычная длительность спада СА перед 24 циклом свидетельствуют о перестройке генерации магнитных полей в конвективной зоне Солнца, [Ishkov, 2012; и др], что становится все более явным с развитием 24 цикла.

О состоянии процессов в конвективной зоне Солнца можно судить по вековым вариациям СА, которые являются отражением изменения ее мощности [Витинский, 1983]. На рис.2 представлена кривая изменения сглаженных методом Глайсберга максимальных среднегодовых относительных чисел солнечных пятен в 1700-2001 гг. Видно, что именно с 20 цикла начинается спад текущего векового цикла, и в настоящее время мы или находимся в его минимуме, или приближаемся к нему, что может, например, служить снижением глубины конвективной зоны Солнца. Турбулентная конвекция солнечной плазмы и ее дифференциальное вращение лежат в основе автоколебательного режима работы солнечного динамо [Зельдович, Рузмайкин, 1987]. Однако из-за изменения условий возникновения конвекции, или при ее взаимодействии с дифференциальным вращением, могут возникнуть состояния неустойчивости и сбои в работе динамо Солнца. Тогда наступают продолжительные минимумы СА, типа исторически известных, в частности, минимума Маундера. В настоящее время, по-видимому, разворачивается именно такое развитие событий. Многие будут зависеть от характера инверсии в 24 цикле, которая ожидается в

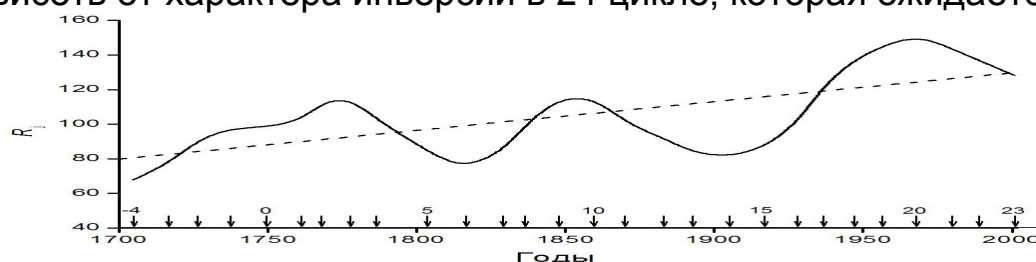


Рис. 2 Вековые циклы СА в 1700-2001 гг. (сплошная кривая); максимумы циклов отмечены стрелками; пунктир — линия регрессии.

~2014 г. [Ishkov, 2012]. Как и 22 цикл, он должен будет пройти через стадию, когда оба полюса будут положительными, но этого может долго и не случиться. Например, из-за низкой СА редкие солнечные пятна противоположной полярности, сдвигаясь к полюсам, могут на время лишь нейтрализовать их, не вызвав инверсии. Выход из возникшего состояния неустойчивости будет зависеть от его длительности. В затянувшемся случае может наступить длительный минимум СА и обусловленное им похолодание на Земле. СА является одной из причин наблюдаемого глобального потепления на Земле [Алексеев, 2007]. Однако наложение циклов СА разной длительности демонстрирует неоднозначность этого механизма. На рис.2 видно, что смена каждого векового цикла происходит при более высоком уровне СА (см. линию регрессии). Это значит, что мы, находясь на спаде векового цикла, находимся и на подъеме более длительного (400- или 600-летнего) цикла, с чем и может быть связано потепление. Выдержит ли эта тенденция к потеплению конкуренцию с похолоданием при стохастическом включении (или ослаблении) циклов СА, покажет ближайшее будущее.

Работа частично поддерживается Программой № 22 фундаментальных исследований Президиума РАН.

Литература

1. Лаврухина А.К., Устинова Г.К. Метеориты – зонды вариаций космических лучей. М.: Наука, 1990. 262 с.
2. Алексеев В.А., Устинова Г.К. // Геохимия. 2006. № 5. С. 467.
3. Ustinova G.K. // Proc. 18th ICRC. Bangalore. 1983. V. 10. P. 71.
4. Makarov V.I., Sivaraman K.R. // Solar Phys. 1989. V. 123. P. 367.
5. Jones F.C. // Proc. 18th ICRC. Bangalore. 1983. V. 12. P. 373.
6. Витинский Ю. И. Солнечная активность. М: Наука, 1983. 192с.
7. Ishkov V.N. <http://www.wdcb.ru/stp/cyc24.doc>
8. Зельдович Я.Б., Рузмайкин А.А. // УФН. 1987. Т.152. № 2. С.263.
9. Алексеев В. А. // Астроном. вестник. 2007. Т. 41. № С. 527.

METEORITIC MONITORING OF THE GALACTIC COSMIC RAY VARIATIONS IN THE HELIOSPHERE AND THE DIFFERENCES OF CYCLES OF THE SOLAR ACTIVITY

Alexeev V.A., Ustinova G.K.

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHI) RAS, Moscow, aval37@chgnnet.ru

Cosmogenic radionuclides in the meteorites fallen in 1957-2010 testify to the influence of the inversion state of the total solar magnetic fields on the character and depth of the solar cycle modulation in the heliosphere.

ВЛИЯНИЕ ТЕХНОГЕННЫХ ФАКТОРОВ НА СОСТАВ И СВОЙСТВА ТОРФА

¹**Ахметьева Н.П.,** ²**Михайлова А.В.**

¹Институт водных проблем Российской академии наук (ИВП РАН), Москва, РФ

²Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН), Москва, РФ,
xemafiltr@ya.ru

В 2010 и 2011 гг. исследованы торфяники угодья Тверской области: Редкинские разработки близ поселков им. Радченко (Галицкий мох) и Изоплит и торфяник Васильевский мох. Торфяное болото Галицкий мох – переходное, осушалось, много лет вырабатывалось, имеются большие заброшенные карьеры, заполненные водой, в настоящее время само восстанавливается – зарастает. В результате пожара 2010 г. сильно изменился разрез грунта и химический состав торфа и болотных вод. Торфяное поле близ пос. Изоплит (ж/д станция Редкино) – осушено и недавно заброшено (выработка торфа прекращена в 2008 г.). Бывшие торфоразработки примыкают к лесному массиву Государственного Комплекса Завидово. Ранее и в этот период на участке пожаров не было. Торфяник Васильевский мох осушен и вырабатывается. Болото Васильевский мох – северо-западная часть самого большого болота Тверской области Оршинский мох, которое имеет три массива. Торфяная залежь очень разнообразна и представлена всеми известными типами – верховыми, переходными и низинными. Главная роль принадлежит верховому типу (около 85% площади). Болото неоднократно горело, но в 2010 г. на этой части пожаров не было. В настоящее время на территории массива Васильевский мох намечено организовать базу отдыха. Наибольший интерес представляет переходное торфяное болото Галицкий Мох, горевшее в июле – октябре 2010 года. Это болото посещалось нами три раза с интервалом в пять дней (в течение которых шел почти непрерывный дождь) и через месяц (в начале октября). Недельный дождь не потушил пожара. Напротив, тление после дождя стало более интенсивным, чем в первое посещение. В начале октября болото горело лишь в окраинной части и, по словам местных жителей, потухло в октябре. Цель работы – сравнение результатов анализа природного и подвергнутого антропогенному воздействию торфа (осушение, длительная выработка, использование под сельхозугодья, утилизация в торфяные болота различных отходов, пожары и др.) и выявление связи изменения состава и свойств (сорбционных и фильтрационных) с такими воздействиями.

Содержание влаги в торфе определяли по известной методике [1]. Результаты представлены в табл. 1. На исследуемой нами площадке пожара при тлении торфяника температура почвы была около 100÷110 °С (выложенный кусочек торфа, отобранный с глубины 0.4 м, прожигает газету и оплавляет полиэтилен), температура уменьшается только на глубине 0.5 м. Известно, что торф горит при 200 °С, а зольность торфа определяют после прокаливания при 800 °С. Поэтому очевидно, что выгорание органических веществ при температуре около 100 °С будет происходить не полностью и только – легкой фракции, что подтверждается методом пиролизной хроматографии: элементный состав горелого торфа не намного меньше, чем природного. При дополнительном прокаливании горелого образца торфа при более высокой температуре элементный состав по углероду, азоту и водороду значительно уменьшается. Однако разрушение металлорганических комплексов может происходить и при температуре около 100 °С. Для исследования фильтрационных свойств были отобраны образцы монолитных проб торфа. В горелом торфе коэффициент фильтрации оказался в 100 раз выше, чем в природном, что особенно важно учитывать при вторичном обводнении затронутых пожарами торфяников. Исследованы пробы торфа на влагоемкость – способность торфа удерживать определенное количество воды после избыточного увлажнения. Для этого 1 г торфа помещали в 100 мл дистиллированной воды и выдерживали 4 часа. После отфильтровывали, отжимали между двумя слоями фильтровальной бумаги и взвешивали. Влагоемкость природного торфа оказалась выше (табл. 1).

Таблица 1. Сравнение некоторых параметров торфа

Показатель	Васильевский мох	Галицкий мох	Изоплит
Глубина отбора проб, м	1.5	0.1	0.1
Влажность, %	15.5	10.4	10.8
Зольность, %	9.2	14.4	6.7
Влагоёмкость, г/г	1.65	0.60	2.01
рН водной вытяжки	5.65	6.60	6.25
Содержание нефтепродуктов, мг/г	— [*]	1.68	0.89
Содержание гуминовых кислот, %	— [*]	41.1	34.6

^{*} - не определяли

Элементный состав золы торфа определяли высокочувствительным методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (МС–ИСП). В работе использовали азотную кислоту сверхчистую и пероксид водорода ("Merck", Германия); многоэлементные калибровочные стандарты (смеси, включающие в себя различные элементы, как по массам, так и по группам; стандарты на один элемент: "Panreac", Испания и "Ultra Scientific", "Perkin-Elmer", США). Калибровочный раствор готовили разбавлением соответствующих стандартов. Разбавления проводили ультрачистой деионизованной водой ($15\div 18$ МОм·см², ТУ 2123-002-00213546-2004).

Таблица 2. Химический состав золы торфа по данным МС-ИСП

Определяемый металл, мг/кг	Галицкий мох				Редкинские разработки [3] – средние значения
	2010 год (горел)	2011 год			
		0 м	0.15 м	0.5 м	
Титан Ti	181.8	153.0	202.8	400.1	280.0 max=1545.0
Ванадий V	392.7	181.0	413.4	174.6	3.2 max=17.8
Хром Cr	49.3	41.1	46.4	83.6	3.0 max=12.0
Марганец Mn	73.7	271.7	100.69	515.9	280.0 max=1330.0
Кобальт Co	1.07	0.54	0.51	3.77	0.2 max=2.0
Никель Ni	4.29	40.0	1.64	н.о.	5.5 max=17.8
Медь Cu	7.29	20.0	2.75	14.57	5.8 max=24.0
Цинк Zn	3.57	50.0	1.40	18.01	4.4 max=17.8
Цирконий Zr	27.02	300.0	175.35	169.7	9.4 max=126.2
Молибден Mo	1.0	2.0	0.96	7.39	0.7 max=6.3
Свинец Pb	1.50	10.0	0.253	0.069	0.5 max=2.6

н.о. – ниже предела определения метода

Разложение золы осуществляли азотной кислотой и пероксидом водорода в микроволновой системе "MWS 2" ("BERGOFF", Германия) в тефлоновых стаканах DAP60K (давление 40 бар,

температура 230 °С, навеска пробы 500 мг). Измерения проводили на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой "ELAN DRC II" ("Perkin Elmer", США). Полученные данные обрабатывали с помощью программы "Elan ICP-MS Instrument Control", версия 3.4 (табл. 2). Погрешность анализа до 10% (отн.). Результаты по некоторым металлам сравнивали с известными [2].

После пожара наблюдается сильное оседание торфа, его толщина резко сокращается. Как видно из табл. 3, почти за 39 лет в этом районе наблюдается увеличение содержания таких элементов как V, Cr, Co и Zr. После пожара увеличивается концентрация либо в поверхностном слое, либо на глубине – Ni, Zn, Pb и Ti, Cr, Co, Mo соответственно. Элементы, концентрирующиеся на поверхности (Ni, Zn, Zr и Pb) в горелом неорганическом слое, не связаны веществом торфа в комплексы и, скорее всего, подвержены вымыванию и распространению, что влияет на область дальнейшего применения золы и торфа.

Авторы благодарят сотрудников ООО МедЭкоТест (Научный парк МГУ, Москва) за выполнение определений нефтепродуктов и гуминовых кислот и аспиранта ВлГУ (г. Владимир) Подколызина И.В. за анализ золы торфа.

Литература

1. ГОСТ 11305-83. Торф. Методы определения влаги. 8 с.
2. Крештапова В.Н. Методические рекомендации по оценке содержания микроэлементов в торфяных месторождениях Европейской части РСФСР. М.: ГЕОЛТОРФРАЗВЕДКА, – 1974. – 200 с.

EFFECT OF TECHNOLOGICAL FACTORS ON STRUCTURE AND PROPERTIES OF PEAT

¹Akhmetieva N.P., ²Mikhailova A.V.

¹Federal State Institution of Science Institute of Water Problems, Russian Academy of Sciences, Moscow, RF

²Federal State Institution of Science of the Order of Lenin and the Order of the October Revolution Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the V.I.Vernadsky, Russian Academy of Sciences, Moscow, RF, xemafiltra@ya.ru

Properties and composition of peat Tver region in 2010 and 2011 were studied. After the fire filtration rate of 100 times increased, pH – 2÷3 units. The heavy metals (V, Cr, Mn, Co, Zn, Zr, Pb, Mo) content has also increased.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ КАРБОНАТНЫХ
УРАНСОДЕРЖАЩИХ КОМПЛЕКСОВ CU-Ni-CO (AS, U)
МИНЕРАЛИЗАЦИИ, МЕСТОРОЖДЕНИЕ ТАЛМЕССИ,
ГОРНОДОБЫВАЮЩАЯ ОБЛАСТЬ АНАРЕК, ИСЛАМСКАЯ РЕСПУБЛИКА
ИРАН, БЛИЖНИЙ ВОСТОК

¹Багери Х., ¹Мур Ф., ²Романько А.Е.,

¹Университет Шираза, Исламская республика Иран,

²Геологический институт РАН, РФ, Москва, a-romanko@ya.ru

Исследованы карбонатные урансодержащие комплексы CU-Ni-CO (AS, U) минерализации мелового возраста? Ураниловый карбонатный комплекс теряет устойчивость на восстановительном барьере. Уран выделяется в валентной форме 4+. Нет серьезных экологических проблем в регионе.

GEOCHEMICAL AND ECOLOGICAL ROLE OF URANIUM CARBONATE
COMPLEXES IN CU-Ni-CO (AS, U) MINERALIZATION, TALMESSI DEPOSIT,
ANARAK MINING AREA, ISLAMIC REPUBLIC OF IRAN, MIDDLE EAST

¹Bagheri H., ¹Moore F., ²Romanko A.,

¹Shiraz University, Islamic Republic of Iran

²Geological Institute RAS, Moscow, a-romanko@ya.ru

Detailed mineralogical, geochemical and geophysical investigations in the vicinity of Talmessi deposit, mining area, indicate that mineralization occurred in two separate stages. In the first stage, fissure-filling copper sulfide mineralization forming veins, veinlets and stockworks took place in association with Eocene shoshonitic volcanic activity [E. Romanko, 1984]. The second overimposed stage which took place a long time after the first one resulted in the mineralization of Ni, Co and U minerals. The tectonic-magmatic setting of the region is thought to be the main reason for the occurrence of this two phase mineralization. Our team suggests that the formation of volcanogenic copper deposition is related to the high angel Talmessi fault. During the second stage Talmessi fault was reactivated as a subsidiary of Darouneh major fault, following movements in this major fault. The high- angel faulting, and, hence, the small lithostatic pressure of the overlying rocks and the pyroclastic nature of the surficial volcanites, all contributed in providing permeable pathways, for ore-bearing fluids/ It is shown that uranium was brought to the depositional site as uranyle carbonate complexes, where first stage sulfide mineralization acted as a reducing barrier and resulted in the destabilization of uranyle carbonate complexes and the deposition of uranium as U+4 minerals.

The association of uranium with Ni and Co is not unique to Talmessi deposit. Uranium is an accessory element in Ni and Co Gowanda deposit, while Ni plays the same role in unconformity-type uranium deposits in Saskatchewan, North America.

Considering that carbonate minerals such as calcite, dolomite, siderite comprise the main gangues in such deposits, and the fact that Ni and Co can be leached and removed from the ultramafites by carbonatic solutions during listvenization, and the role of uranyle carbonate complexes in the transportation of uranium to the depositional site, the U, Ni and Co association could be assessed.

No serious uranium pollution problems exist in this region studied because of its low concentration and satisfactory non-damaged mineralogy.

К ВОПРОСУ ИСЧЕРПАНИЯ НЕФТИ И ГАЗА В НЕДРАХ

Баренбаум А.А.

Институт проблем нефти и газа РАН (ИПНГ РАН)

azary@mail.ru

В этом году в журнале Nature была опубликована статья [Murray, King 2012], вызвавшая большой международный резонанс. Авторы пришли к выводу, что в 2005 г. человечество достигло «пика добычи нефти». В дальнейшем добыча нефти и газа, из-за исчерпания УВ в недрах, будет снижаться, что грозит серьезными экономическими и социальными последствиями для современной цивилизации.

Последние два десятилетия в нашей стране развивается новая нефтегазовая парадигма [Соколов, Гусева 1993]. Она относит газ и нефть к полезным ископаемым планеты, восполняемым в процессе эксплуатации месторождений. Что вносит кардинальные изменения в представления о происхождении нефти и газа, открывая новые пути преодоления кризиса, вызванного нехваткой УВ сырья.

Этот вопрос обсуждается ниже с позиций биосферной концепции нефтегазообразования (БКН) [Баренбаум 2004, 2010], являющейся теоретической основой новой нефтегазовой парадигмы.

Биосферная концепция газонефтеобразования

Согласно БКН, нефть, газ и газогидраты являются побочными продуктами циркуляции подвижного углерода и воды через земную поверхность при геохимическом круговороте вещества. Причем над поверхностью, играющей роль «геохимического барьера», углерод циркулирует преимущественно в окисленном виде (CO_2), а под ней восстанавливается до УВ. Из-за плохой растворимости в воде УВ образуют собственные скопления, состоящие из нефти и газа.

Имеются три взаимодействующих цикла круговорота углерода через земную поверхность. Первый $\sim 10^8$ - 10^9 лет связан с глубоким погружением углеродосодержащих пород в мантию при субдукции литосферных плит. Второй $\sim 10^6$ - 10^7 лет вызван преобразованием захороненной в осадках органики. И третий ~ 10 -100 лет обусловлен круговоротом углерода в биосфере, включая ее подземную часть.

Все три цикла участвуют в образовании УВ. Но основной вклад в этот процесс вносит биосферный цикл углерода. Его учет в БКН приводит к выводу, что скопления нефти и газа представляют собой ловушки циркулирующего с водой через поверхность Земли углерода, избыточного для систем его регионального круговорота. Такие системы в настоящее время характеризуются скоростью круговорота углерода 2.7×10^{17} г/год, и находятся в динамическом равновесии. Интенсивная добыча нефти и газа это равновесие локально нару-

шает. При возвращении системы в равновесие освободившиеся ловушки заполняются «свежими» порциями УВ. Время этого процесса на материках составляет 30-40 лет [Баренбаум, 2004].

Углеводородный потенциал недр

Под углеводородным потенциалом будем понимать способность геологических сред генерировать газонефтяные УВ, которые можно извлечь из недр современными техническими средствами. Говоря об углеводородном потенциале недр, прежде всего, мы имеем в виду континентальный сегмент литосферы с прилегающим к нему шельфом и континентальным склоном, где сосредоточены практически все разрабатываемые сегодня скопления УВ.

Согласно БКН, входящие в состав нефти и газа УВ образуются двумя путями: 1) в поликонденсационных реакциях синтеза УВ из окислов углерода (CO_2) и водорода (H_2O) на катализаторах пород, и 2) за счет экстракции подземными флюидами УВ, возникающих при катагенезе и диагенезе органического вещества осадочных пород.

Первый процесс определяет наличие в нефтях нормальных и изоалканов, алканолов и других сравнительно просто структурированных УВ. Второй отвечает за присутствие в нефти более сложных углеродсодержащих соединений, включая биомаркеры, а также УВ, испытавших биodeградацию. В небиodeградированных нефтях доля биомаркеров обычно не превышает первых процентов.

Состав нефтей континентальных месторождений свидетельствует, что их образование контролируется в основном вторым и третьим циклами углерода. Тогда как первый цикл со временем $\sim 10^8$ - 10^9 лет, по-видимому, вносит решающий вклад в разгрузку CH_4 через окраинно-океанические разломы и мировую рифтовую систему.

Т.о. углеводородный потенциал континентов (и их океанических окраин) обеспечивается двумя процессами: образованием УВ из захороненной органики в цикле круговорота $\sim 10^6$ - 10^7 лет, и поликонденсационным синтезом УВ из CO_2 и H_2O в биосферном цикле. Причем влияние биосферного цикла является определяющим.

Обсудим вклад в нефтегазообразование каждого из процессов.

Первый процесс детально исследован в рамках биогенной гипотезы происхождения нефти и газа. По оценкам [Неручев, 1977] темп захоронения органического углерода в осадочных породах в неогене составлял $(3-4) \times 10^{14}$ г/год. При этом скорость накопления нефти и газа в залежах оценена 2×10^{13} г в год, а все их разведанные запасы в недрах достигают величины $(1-3) \times 10^{19}$ г [Гаврилов, 1986]. Т.о. вероятность накопления УВ в залежах $2 \times 10^{13} / (3-4) \times 10^{14} \sim 5 \times 10^{-2}$, а время восстановления потенциала недр $(1-3) \times 10^{19} / 2 \times 10^{13} \sim 10^6$ лет.

Второй процесс мы изучали по данным экспериментов [Черский, Царев, 1984; Swanson 1993 и др.]. Их результаты дают основания полагать, что в осадочном чехле земной коры происходит интенсивное разложение воды на водород и кислород, сопровождаемое поликонденсационным синтезом УВ газонефтяного ряда. По нашим оценкам в этом процессе распадается $\sim 10^{-4}$ метеогенных (подземных) вод, участвующих в биосферном цикле углерода, и при этом синтезируется количество УВ, близкое по массе распавшейся воде.

Объем инфильтрующихся под земную поверхность метеогенных вод $(2 \pm 0.5) \times 10^{19}$ г/год [Баренбаум, 2004], поэтому в осадочном чехле земной коры ежегодно может возникать $(2 \pm 0.5) \times 10^{19} \times 10^{-4} \sim 2 \times 10^{15}$ г УВ, представленных CH_4 и его гомологами. Метан, из-за низкой вероятности захвата ловушками, почти весь уходит в атмосферу. Его поток из недр $(1 \div 5) \times 10^{15}$ г/год [Войтов, 1986] хорошо согласуется с нашей оценкой. Вместе с CH_4 в атмосферу поступает столько же CO_2 и на порядок меньшее количество H_2 . Тогда как возникающий O_2 почти полностью расходуется на окисление пород.

Т.о. скорость образования УВ в биосферном цикле более, чем в десять раз превышает скорость их генерации во втором цикле круговорота. Соответственно, на порядок большей, чем в расчетах В.П. Гаврилова, будет и скорость накопления нефти и газа в залежах.

Проблема «пика добычи нефти»

Согласно БКН, хозяйственная деятельность людей существенно влияет на биосферный цикл углерода. Оценки показывают, что современная добыча УВ увеличивает поток углерода из недр на величину 6.5×10^{15} г/год, которая оказывается выше уровня естественной дегазации УВ по данным [Войтов, 1986]. Такая ситуация явно указывает на нарушение динамического равновесия в системе круговорота углерода. Мы полагаем, что из-за чрезмерно высоких темпов добычи УВ геохимическая система нашей планеты сегодня находится в квазиравновесном состоянии, при котором она не успевает возвращаться в равновесие за время биосферного цикла.

С одной стороны, это приводит к увеличению содержания CO_2 и других парниковых газов в атмосфере, а с другой – снижает углеводородный потенциал недр добывающих регионов. Избыточный углерод биосферы ищет для себя ловушки, но находит их не в старых месторождениях, а в акваториях Мирового океана, куда смещаются крупные скопления УВ, которые наряду с нефтью и газом оказываются представленными также газогидратами [Баренбаум, 2010].

Заключение

Хищнические темпы и объемы мировой добычи нефти и газа за последние полвека достигли уровня, при котором эти УВ не успевают возобновляться в месторождениях за время биосферного цикла.

Можно ожидать, что внедрение ресурсосберегающих технологий добычи нефти и газа, при которых извлечение УВ не превышает темпа их естественного восполнения в залежах, продуманная логистика и эксплуатация мелких месторождений, которые сегодня не разрабатываются по экономическим соображениям, позволят снизить остроту нехватки УВ сырья и вызовут положительный сдвиг в решении других мировых проблем.

Литература

1. Баренбаум А.А. Механизм формирования скоплений нефти и газа // Доклады АН. 2004. Т. 399. № 6. С. 802-805.
2. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ». 2010. 544 с.
3. Гаврилов В.П. Происхождение нефти. М.: Наука. 1986. 176 с.
4. Неручев С.Г. Накопление органического вещества и горючих ископаемых в фанерозое // Доклады АН. 1979. Т. 247. № 3. С. 664-667.
5. Соколов Б.А., Гусева А.Н. О возможности быстрой современной генерации нефти и газа // Вестник МГУ. Сер. геол. 1993. №3. С.48-56.
6. Черский Н.В., Царев В.П. Механизмы синтеза углеводородов из неорганических соединений в верхних горизонтах земной коры // Доклады АН. 1984. Т. 279. № 3. С. 730-735
7. Murray J., King D. Climate policy: Oil's tipping point has passed // Nature. V.481, 26.01.2012, 433-435. Doi: 10.1038/ 481433 a.
8. Swanson R.C. Catalytic conversion of water and carbon dioxide to low cost energy, hydrogen, carbon monoxide, oxygen and hydrocarbons. Patent US 5516742, 05/14/1993

ON THE PROBLEM OF DEPLETION OIL AND GAS IN SUBSOIL

Barenbaum A.A.

Oil and Gas Research Institute RAS (OGRI RAS)

azary@mail.ru

Based on biospheric concept of origin oil and gas, is got the conclusion that "peak of oil mining" in 2005 is caused by very high rates of hydrocarbons production, when they do not have time to recover during biospheric carbon cycle. It can be expected that the introduction of resource saving technologies of oil and gas, correct logistics and operation of small deposits will reduce scarcity of hydrocarbons and cause a positive shift in addressing other global issues.

ПОВЕДЕНИЕ ДЕЙТЕРИЯ ВО ВРЕМЯ СТОЛКНОВЕНИЙ КОМЕТ С ЭНЦЕЛАДОМ

Бережной А.А.

Государственный Астрономический Институт им. П.К. Штернберга,
Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова,
Университетский пр., 13, 119991 Москва, Россия ber@sai.msu.ru

Исследуется химический состав ударно-образованного пара, образующегося при столкновениях комет и метеороидов с Энцеладом. Метеоритная бомбардировка приводит к незначительному обогащению дейтерием водяного льда и разрушению органических соединений. Не подтверждается гипотеза о происхождении водорода на Энцеладе и Титане из одного и того же резервуара.

Для молекулы воды в плюмах Энцелада $D/H = (29+15,7) \times 10^{-5}$ [Waite et al., 2009], что сравнимо со значением D/H для комет из облака Оорта, $(29 - 46) \times 10^{-5}$. Для метана в атмосфере Титана значение D/H значительно ниже, $15,8 \times 10^{-5}$ [Abbas et al., 2010], что сравнимо с изотопным составом воды углистых хондритов и земных океанов. Метан на Титане мог образоваться из воды при протекании реакции серпентизации [Kuskov et al., 2009]. Если вода на Титане и Энцеладе имеет одинаковое происхождение, то и первоначальное значение D/H на обоих небесных телах было одинаково. Согласно этому сценарию последующее увеличение значения D/H в ходе ударных процессов происходило преимущественно небольшом по размерам Энцеладе. В то время как ударные процессы менее эффективны для изменения изотопного состава на более массивном Титане [Бережной, 2010]. Если же происхождение воды на Титане и Энцеладе различно, то вода на Энцеладе может иметь кометное происхождение. В этой статье мы пытаемся исследовать изменения в изотопном составе воды во время ударных процессов на Энцеладе.

Исследование химических реакций и изотопных эффектов во время ударных процессов было проведено на основании теории закалки [Berezhnoy et al., 2003]. Принято, что ударно-образованный пар состоит из смеси веществ ударника – углистого хондрита [Lodders, 2003] и мишени – поверхности Энцелада [Waite et al., 2009].

Термодинамические расчеты проведены с помощью программы СНЕТ с использованием стандартных методик минимизации энергии Гиббса. Принято, что начальная температура и давление в ударно-образованном облаке равна 10^4 К и 10^3 атмосфер, соответственно, а разлет облака происходит адиабатически. Оценены параметры закалки (в этот момент характерные времена

протекания гидродинамических и химических процессов сравнимы) для определения химического состава ударного пара. Характерное время протекания гидродинамических процессов растет с увеличением размеров ударника и составляет 30 нс для 0.1 мм метеороида и 3 с для 10 км кометы при скорости расширения ударно-образованного облака, равной 3 с. Закалка основных химических реакций происходит при 3000-4000 К и 30-100 атмосфер для 0.1 мм ударников [Berezhnoy et al., 2003] и при 2500 К, 3 атмосферах для 10-м ударников.

Доля вещества ударника F_p , захватываемая Европой, для 1 км комет и для скоростей столкновения 16, 21.5, 26.5, 30.5 км/с оценена [Pierazzo, Chyba, 2002]. Доля захватываемого вещества увеличивается с уменьшением скорости столкновения. Оценивая долю вещества ударника, захватываемую Энцеладом, как $F_p \sim (V_{esc, Enceladus} / V_{esc, Europa})^3$ [Зельдович, Райзер, 1966], получим, что для 16 км/с столкновений комет с плотностью 1.1 г/см³ доля захватываемого вещества порядка 0.1 %. Таким образом, максимальные изменения изотопного состава на поверхности Энцелада происходят при очень медленных столкновениях, для которых теория закалки не может быть применена из-за небольших значений начальных температур и давлений, недостаточных для достижения равновесного химического состава ударно-образованного облака.

Для случая высокоскоростных столкновений основными компонентами расширяющегося горячего облака являются H₂O, OH, H₂. В ударном паре O/C > 1, поэтому основными углеродосодержащими соединениями являются CO and CO₂, а равновесное содержание сложных органических соединений крайне низко. Таким образом, органические соединения, которые могут быть синтезированы на поверхности Энцелада и других спутников Сатурна при УФ- облучении льдов, будут разрушены при протекании ударных процессов.

Во время столкновения кометы Шумейкеров – Леви 9 с Юпитером в окрестностях Европы были обнаружены эмиссионные линии Fe, а также полосы MgO, CO и CN [Shulman, 2002]. Радикалы CN – кометного происхождения, так как равновесное содержание CN в ударно-образованном облаке ничтожно, порядка 10⁻¹⁰, в то время как полосы CN очень яркие в спектрах комет. Следовательно, некоторые соединения кометного происхождения могут быть сохранены во время столкновений комет с Энцеладом, так как эти соединения не были полностью разрушены при столкновениях кометных фрагментов с Европой.

Закалка реакции изотопного обмена между H₂ and H₂O (константа скорости взята из [Lecluse, Robert, 1994]) происходит для

падений 10 км комет при 3000 К и 1000 атмосфер. При таких T и P равновесное обогащение ударно-образованной воды дейтерием составляет лишь 0.3 % по сравнению с водяным льдом Энцелада. Сравнимый эффект обогащения дейтерием наблюдается также при моделировании падения на Энцелад углистых хондритов и кометы Галлея. Отметим, что для ударников меньших размеров скорость реакции $\text{HD} + \text{H}_2\text{O} = \text{H}_2 + \text{HDO}$ слишком мала для достижения равновесного изотопного состава.

Более значительный эффект изотопного обогащения наблюдается из-за преимущественной потери Энцеладом более легких водородосодержащих соединений при разлете ударно-образованного облака. Скорость убегания с поверхности Энцелада $V_{\text{esc, Enceladus}}$ равна лишь 239 м/с. Доля молекул воды, захватываемых Энцеладом, очень мала (см. Табл. 1). Энцелад способен удержать только незначительную часть вещества, находящуюся в центре ударно-образованного облака, внешняя часть ударного облака покидает Энцелад. Для более тяжелых соединений захватываемая доля заметно выше и равна при температуре 3000 К 3, 8, и 19 % для молярных масс, равных 50, 100 и 200 г/моль, соответственно.

T , К	Доля захватываемых молекул H_2O , %	Фактор обогащения дейтерием, %
300	6.7	7.73
500	3.3	8.03
700	2	8.16
900	1.4	8.23

Таблица 1. Доля молекул H_2O , захватываемых гравитационным полем Энцелада, и фактор обогащения дейтерием в зависимости от температуры ударно-образованного облака. Принято, что скорости молекул воды соответствуют Максвелловскому распределению.

Эффект обогащения дейтерием слишком мал, а доля ударного пара, остающаяся на Энцеладе, ничтожна для того, чтобы ударные процессы могли заметно изменить изотопный состав поверхности Энцелада. Отсюда следует, что первоначальные значения на Титане и Энцеладе были различны, что противоречит гипотезе происхождения воды на Титане и Энцеладе из одного и того же резервуара.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 11-05-01137) и программы Президиума РАН № 22.

Литература

1. Бережной А.А. Роль фотохимических процессов в эволюции изотопного состава атмосферы Титана // *Астрономический Вестник*. 2010. Т. 44. С. 530–538.
2. Кусков О.Л. и др. Системы Юпитера и Сатурна. Формирование, состав и внутреннее строение крупных спутников / Под ред. М.Я. Марова, М.: Издат. ЛКИ, 2009. 576 с.
3. Abbas M.M. et al. D/H ratio of Titan from observations of the Cassini/Composite Infrared Spectrometer // *Astrophys. Journal*. 2010. V. 708. P. 342-353.
4. Berezhnoy A. A. et al. Possibility of the presence of S, SO₂, and CO₂ at the poles of the Moon // *PASJ*. 2003. V. 55. P. 859-870.
5. Lécluse C., Robert F. Hydrogen isotope exchange reaction rates: Origin of water in the inner solar system // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. V. 58. P. 2927–2939.
6. Lodders K. Solar system abundances and condensation temperatures of the elements // *Astrophysical Journal*. 2003. V. 591. P. 1220 – 1247.
7. Shulman L.M. Meteor phenomena on the outer planets, Proceedings of Asteroid, Comet, Meteors Conference, p. 289-292, July 29 – August 2, 2002, Berlin, Germany, 2002
8. Waite J.H. et al. Liquid water on Enceladus from observations of ammonia and ⁴⁰Ar in the plume // *Nature*. 2009. V. 460. P. 487-490.
9. Зельдович Я.Б., Райзер Ю.П. Физика ударных волн и высокотемпературных гидродинамических явлений, 688 стр., 2-ое издание, Наука, Москва, 1966

BEHAVIOR OF DEUTERIUM DURING COLLISIONS OF COMETS WITH ENCELADUS

Berezhnoy A.A.

Sternberg Astronomical Institute, Moscow State University,
Universitetskij pr., 13, 119991 Moscow, Russia ber@sai.msu.ru

Chemical composition of impact-produced clouds during collisions of meteoroids and comets with Enceladus is studied. Meteoroid bombardment leads to small enrichment of D/H ratio in water ice and destruction of complex organic compounds on Enceladus. Hypothesis of the origin of hydrogen on Titan and Enceladus from the same reservoir is not confirmed.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ ЛУННОГО РЕГОЛИТА, ЛУНА-24

Богатилов О.А., Макеев А.Б.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва

abmakeev@igem.ru

Проведено исследование состава лунных оливиновых базальтов из реголита станции Луна-24. Определен состав 90 зерен реголита, получено 184 микрозондовых анализов на волновом микрозонде JXA-8200 в ИГЕМ РАН. Диагностировано 23 минеральные фазы.

Все изученные зерна представляют собой обломки лунных пород с сохранившейся микрозернистой структурой с набором минералов характерных для оливиновых базальтов. Зерна пород и минералов трещиноватые, обломки пород имеют раковистый излом, зерна минералов, обладающие спайностью – расколоты по спайности. Вероятный механизм образования реголита – результат ударного дробления астероидами лунной поверхности. Фракция реголита с размером угловатых зерен 100–500 мкм в подавляющем большинстве своем состоит из обломков лунных пород – оливиновых базальтов. Обломки метеоритного вещества пока не встречены. Кроме зерен собственно базальта встречаются обломки крупных частиц (50–450 мкм) тех же лунных минералов из базальтов – оливина, пироксенов, анортита. Рудные минералы самородные металлы, оксиды и сульфиды имеют размеры 1–50 мкм и встречаются только в виде включений в других силикатных минералах. Преимущественное распространение имеют оливины, анортит и клинопироксены (рис. 1, 2).

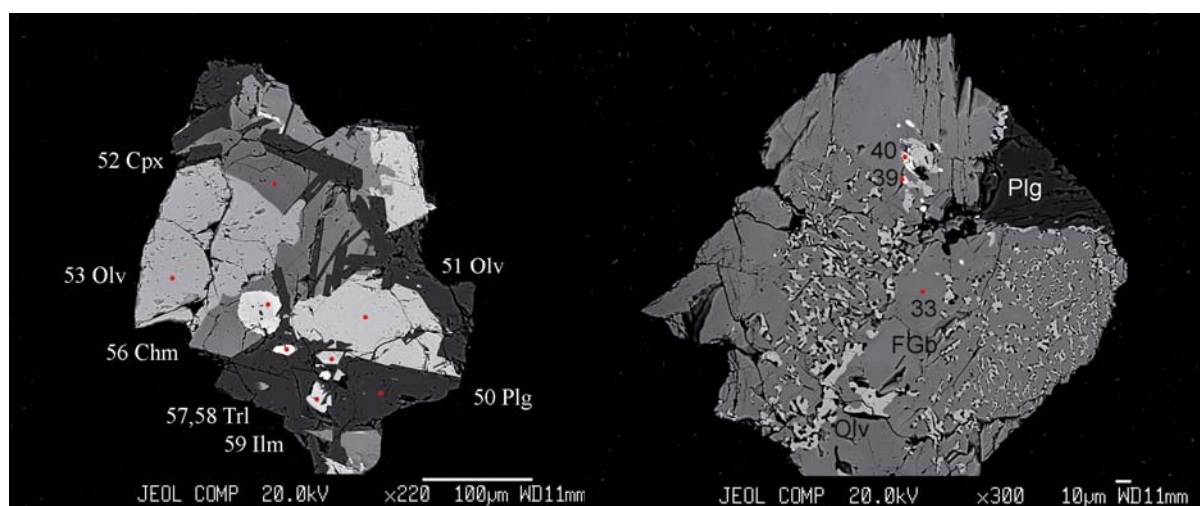


Рис. 1а. Частица оливинового базальта: Olv – оливин, Plg – анортит, Chm – алюмохромит, Trl – троилит, Ilm – ильменит.

Рис. 1б. Электронно-микроскопическое изображение частицы оливинового базальта, со структурой распада Olv и геденбергита.

В малом количестве встречены спекшиеся микробрекции тех же минералов, округлые обломки базальтового стекла, в котором диагностируются микрокристаллы анортита с характерной спинифекс-формой (ножницы), встречено два обломка зерен феррогеденбергита со структурой распада (червячки оливина – фаялита) с микро включениями ильменита и троилита. Микрозернистая структура мелких обломков лунных базальтов в лунном реголите (Л-24) свидетельствует об очень быстрой кристаллизации базальтов. При величине обломков породы 100–500 мкм, размеры кристаллов плагиоклаза по ширине нередко составляют 3–50 мкм, по удлинению – 10–300 мкм.

Анализ изображений (структуры и текстуры) породы позволяет установить последовательность выделения минералов в лунном микробазальте: 1) оливин, хромшпинелид → 2) клинопироксен → 3) плагиоклаз (анортит) → 4) ильменит, ульвошпинель, сульфиды (троилит).

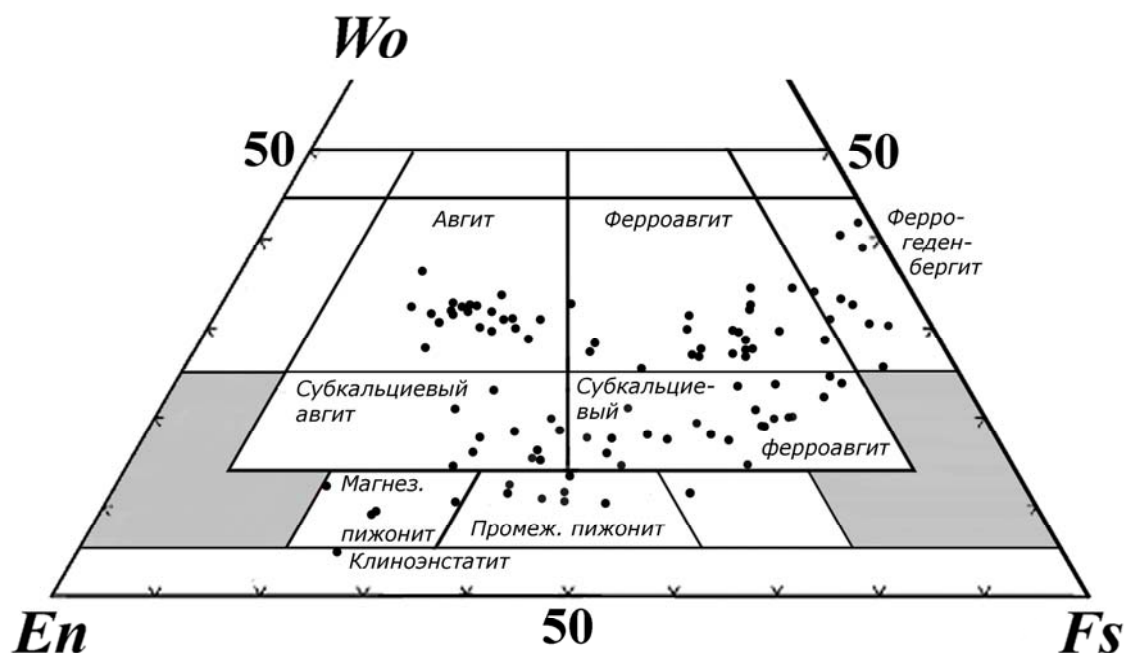


Рис. 2. Диаграмма состава пироксенов лунного реголита в месте посадки станции Луна-24.

Геохимические особенности лунного реголита. Наиболее распространенными элементами в вещественном составе горных пород и минералов Луны являются: кремний, кислород, алюминий, железо, кальций, магний, титан, натрий, очень мало хрома, марганца, никеля, серы; почти полностью отсутствуют в макроколичествах калий, углерод, хлор и фосфор. Остальные элементы, присутствуют только в микроколичествах.

В изоморфных рядах и минеральных сериях преобладают кальциевые и железистые минералы, например, среди плагиоклазов это анортит (№ 91–96), а среди пироксенов (ферроавгит, субкальциевый ферроавгит, феррогеденбергит, промежуточный пижонит) и оливинов (гортонолит, фаялит), т.е. их железистые разновидности. Среди хромшпинелидов (рис. 3) превалируют высокотитанистые ферро алюмохромиты, такие разновидности на Земле встречаются в древних архейских и протерозойских расслоенных ультрабазитовых массивах. Особенностью лунных минералов является отсутствие окисной (трехвалентной) формы железа, что доказывается ЯГР исследованиями.

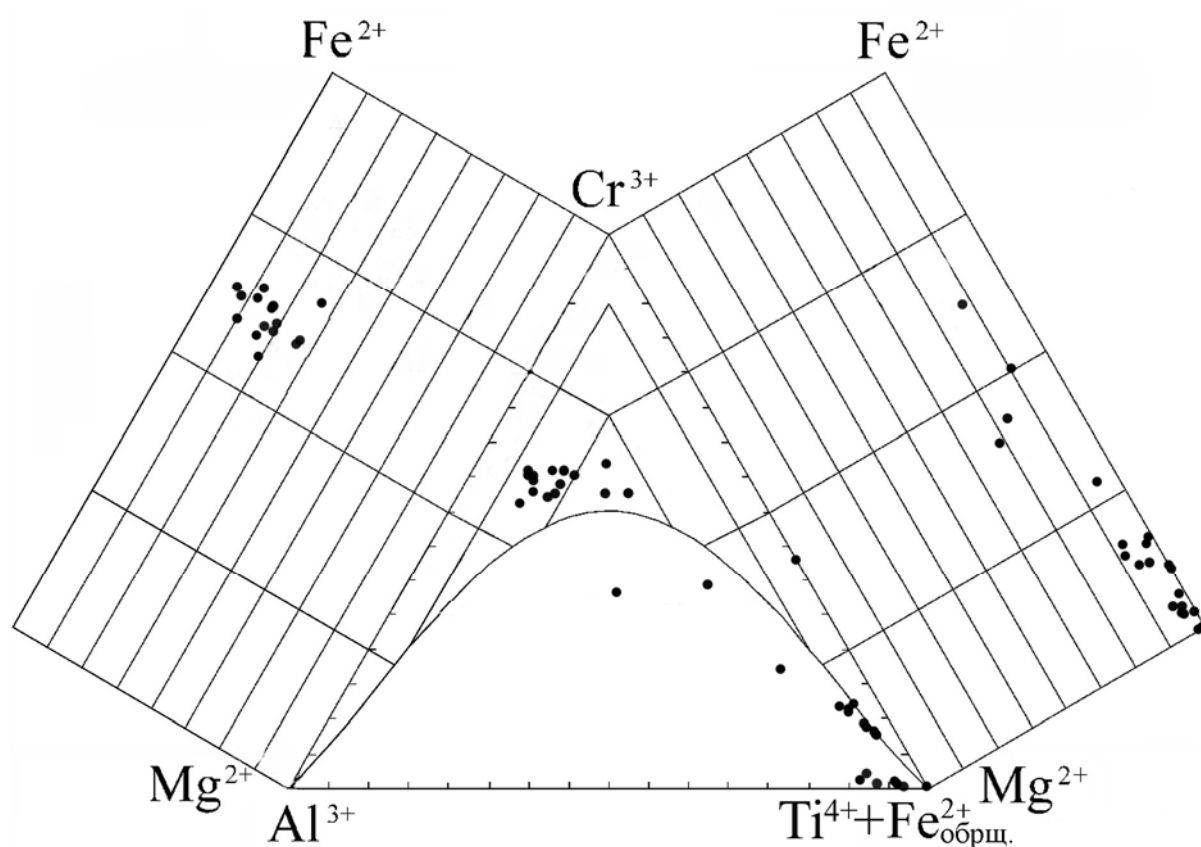


Рис. 3. Развертка треугольной призмы с фигуративными точками состава лунных хромшпинелидов (Луна-24).

Исследователи лунных шпинелей и хромшпинелидов испытывают трудности при отображении состава лунных фаз на диаграммах, поскольку наблюдается явный дефицит ионов в октаэдрических позициях. Известен факт обращенности части железа в земных хромшпинелидах, при этом двухвалентное железо может находиться как в октаэдрах, так и в тетраэдрах. Вероятно это же происходит и в лунных шпинелях и хромшпинелидах. Предлагается использовать расчеты кристаллохимических коэффициентов лунных хромшпинелидов отображая их (рис. 3) на

треугольных призмах, так же как и земных, заменяя трехвалентное железо на обращенное (двухвалентное в октаэдрах).

В отличие от земного минерального мира на Луне нет видимых следов гидроксильных, водосодержащих, водородсодержащих минералов. Возможно, что они в процессе длительной дегазации и отсутствия атмосферы на Луне разложились или вовсе не образовывались.

Обнаруженные ранее сотрудниками ИГЕМ О.А. Богатиковым и А.В. Моховым [Мохов и др., 2007] в зернах лунного реголита микровыделения нескольких видов самородных металлов и их сплавов совпадают по составу с сингенетичными пленками самородных металлов на мантийных алмазах из нескольких месторождений России и Мира [Макеев, Криулина, 2012].

Литература

1. Макеев А.Б., Криулина Г.Ю. Металлические пленки на поверхности и в объеме кристаллов алмаза Архангельской и Якутской алмазоносных провинций // ЗРМО, 2012. № 1. С. 101–114.
2. Мохов А.В., Карташов П.М., Богатилов О.А. Луна под микроскопом: новые данные по минералогии Луны: атлас. М.: Наука, 2007. 127 с.

A FEATURES OF MINERALOGY OF LUNAR REGOLITH, MOON-24

Bogatikov O.A. and Makeyev A.B.

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

Chemical and mineral composition of lunar regolith from Moon-24 station was studied. 23 mineral phases were found. The most abundant are iron- and calcium-bearing varieties of minerals, and among the studied phases – anortite, clinopyroxenes and olivine. A method of chromium spinelides representation on the unrolling of triangular prism was proposed.

ОЦЕНКА БЕЗОПАСНОСТИ ХРАНИЛИЩ ОТХОДОВ УРАНОВОГО ПРОИЗВОДСТВА

Богуславский А.Е., Ковалев В.П.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева (ИГМ) СО РАН,
Новосибирск

boguslav@igm.nsc.ru

В класс радиоактивных отходов (РАО) попадают совершенно разные группы химических элементов и соединений, обращение с которыми требует формирования разных подходов. Большинство осколочных элементов распадется в течение первых сотен лет; тогда как трансурановые элементы необходимо иммобилизовать на более существенные периоды. В отдельную группу следует вынести отходы уранового производства представленные изотопами урана 235 и 238 и их дочерними элементами. С одной стороны, имеющие огромные периоды полураспада, они должны захораниваться с «практически вечной» гарантией. С другой стороны, уран и его дочерние элементы широко распространены в окружающей среде и основывать обращение с ними на «беспороговой» концепции будет неоправданной тратой ресурсов.

Современная оценка запаса рудного урана в мире $\sim 5 \cdot 10^{12}$ г. В пределах Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа к настоящему времени геологами ФГУП «Березовгеология» выявлено 30 месторождений и свыше 150 рудопроявлений урана разного генезиса. Среднее содержание урана 0,07 – 0,57%, в отдельных пробах концентрация поднимается до 13%. Эти месторождения существуют в различных условиях: от замкнутых систем, в которых отмечено вековое равновесие между ураном и его дочерними элементами, до выходящих на поверхность интенсивно эродирующих геологических тел. [Березовское, 1990].

Между тем, рудные аккумуляции составляют лишь незначительную часть от всего урана. В континентальной земной коре находится $\sim 10^{20}$ г урана (кларк равен 2.5 г/т) [Краткий..., 1977]. В верхнем километровом слое масса рассеянного урана составляет $5 \cdot 10^{18}$ г. Верхний метр фоновой почвы в зависимости от плотности и типа подстилающих отложений содержит 1 – 5 тонн урана на км². Если ограничиться километровым слоем (в пределах которого находятся все разведанные месторождения), то рудные аккумуляции составляют всего одну миллионную часть от общего урана [Ковалев, 2001]. И вся эта масса фонового урана на поверхности активно взаимодействует с метеорными и грунтовыми водами.

Концентрация урана в поверхностных водотоках на участках выхода рудных тел на поверхность колеблется от $n \cdot 10^{-8}$ до $n \cdot 10^{-6}$ г/л при этом падение концентрации в два – три раза может происходить

на расстоянии первых сотен метров, а уменьшение концентрации на порядок отмечено на расстоянии первых километров от рудных залежей. Локальное увеличение концентрации урана в воде на один – два порядка не являются исключительным. Даже для безрудных участков гумидной зоны отмечены содержания урана $n \cdot 10^{-5}$ г/л. В бассейне стока среднего течения Оби фоновые концентрации урана находятся в интервале $n \cdot 10^{-6}$ – $n \cdot 10^{-7}$ г/л, однако, в отдельных случаях встречаются как пониженные значения $n \cdot 10^{-8}$ г/л, так и повышенные – $n \cdot 10^{-5}$ г/л. Количество проб с такими аномально высокими значениями составляет около 1,5% от всей выборки [Сравнительная..., 1990]. Ежегодно с этого водосборного участка реками выносятся ~ 100 тонн урана. За период голоцена с этого участка вынесено в океан по разным оценкам от 300 тысяч до миллиона тонн урана [Богуславский, 2003].

Кроме процессов разубоживания в природе также широко представлены и процессы концентрирования вещества из поверхностных и грунтовых вод. Масштабы этого также грандиозны: достаточно сказать, что большая часть рудных аккумуляций сформировалась на геохимических барьерах в приповерхностных условиях.

Приведенные данные позволяют оценить реальный вес отходов уранового производства в общем балансе миграции естественных радионуклидов. Хранилища твердых и жидких РАО ряда сибирских предприятий Росатома, на которых в течение продолжительного времени работали сотрудники ИГМ СО РАН по многим параметрам соответствуют мелким и средним геохимическим аномалиям с запасами десятки – сотни тонн. Модели, предложенные для природных условий [Лисицин, 1997] хорошо подходят и для обстановок, формирующихся вокруг отстойников. Как и в природных объектах, несмотря на наличие на отдельных хранилищах бетонных, асфальтовых и других экранов, надежность захоронения главным образом зависит от сформировавшихся геохимических барьеров. Если в системе хранилище – вмещающие грунты сформирован надежный геохимический барьер с достаточной ёмкостью, а режим эксплуатации позволяет загрязненным растворам успевать разгружаться от растворенных соединений, то радиоактивное загрязнение не выходит за пределы хранилища и даже на действующих шламоотстойниках концентрации радионуклидов в водах находятся на уровне фоновых. Если существующих барьеров недостаточно, либо существуют дрены, по которым растворы фильтруются без достаточного контакта с материалом барьеров, то за пределами захоронений образуются радиоактивные аномалии. Формирование радиоактивных аномалий вокруг захоронений и шламоотстойников также является следствием работы геохимических барьеров. Концентрация урана в них достигает до 0,1% на низинных торфах и до 0,01% на суглинках и глинах. Важным

фактором является надежность консервации радионуклидов: до 90 – 97% урана осажденного на геохимических барьерах техно-природных систем находится в формах, недоступных для выщелачивания метеорными либо грунтовыми водами.

В настоящее время принят ФЗ №190 «Об обращении с радиоактивными отходами» в котором вводится понятие «особые радиоактивные отходы». Это радиоактивные отходы, для которых риски, связанные с радиационным воздействием, иные риски, а также затраты, связанные с извлечением таких радиоактивных отходов из пункта хранения радиоактивных отходов, последующим обращением с ними, в том числе захоронением, превышают риски и затраты, связанные с захоронением таких радиоактивных отходов в месте их нахождения. Пока критерии, по которым отдельные объекты могут быть отнесены к хранилищам и захоронениям особых радиоактивных отходов не сформулированы. Хотелось бы верить, что в основу таких критериев будет положен научный подход, основывающийся на сопоставлении техногенных аномалий природным аналогам и наблюдаемым в природе распределениям радионуклидов. Если же в основу вновь будет положена беспороговая концепция воздействия ионизирующего излучения, то мы снова окажемся перед необходимостью создания экологически неоправданных и экономически нерентабельных многослойных бетонно-металлических-пластиковых конструкций.

При проведении оценки безопасности существующих хранилищ и сформированных вокруг них аномалий нужно выработать унифицированный подход, который должен сводиться к построению модели, учитывающей процессы, происходящие в хранилище и на его контакте с вмещающими грунтами, изменение этих процессов и их интенсивности при возможных климатических изменениях. В основу предложенной модели должны быть положены материалы, полученные в результате

- изучения фонового состояния участка хранения и прилегающих ландшафтов, существующих геохимических обстановок и барьеров, сформировавшихся геохимических аномалий;
- экспериментального изучения вмещающих грунтов и их поглонительных свойств; минерального и химического состава РАО, форм нахождения радионуклидов;
- термодинамического моделирования, проводимого для определения лабильных и устойчивых химических форм радионуклидов;
- геоинформационного и гидродинамического моделирования, выполняемого с целью определения направления возможного движения загрязнений, скорости миграции и участков, на которых могут образовываться вторичные аномалии.

Доказательством долгосрочной безопасности хранилища будет соответствие модели граничным условиям, установленным природой для фоновых обстановок. Такие модели были разработаны для хранилищ твердых и жидких РАО ряда предприятий РосАтома [Ковалев, 1996; Гаськова, Богуславский 2011].

Литература

1. Березовское производственное геологическое объединение: № ГР 213 Инв.№ 2100. Новосибирск, 1990. 251 с.
2. Краткий справочник по геохимии, Недра, Москва, 1977.
3. Ковалев В.П. Современные проблемы радиозологии в свете некоторых фундаментальных данных наук о Земле, в частности геохимии // Химия в интересах устойчивого развития. - 2001. - Т. 9. - № 6. - С. 819-825.
4. Сравнительная оценка перспектив ураноносности различных районов юга западной и средней Сибири по данным гидролитохимического опробования стока малых рек и радиогеохимии геологических формаций: Отчет Центральной экспедиции № 56 о результатах прогнозно-геологических работ./Концерн «Геологоразведка»
5. Богуславский А.Е., Ковалев В.П. Перераспределение U, Ra, Th и K-40 в ландшафтах Приобского плато и Восточной Кулунды // Химия в интересах устойчивого развития, 2003, 11, N 6, С. 893-906
6. Лисицин А.К. Гидрогеохимическая модель инфильтрационной рудообразующей системы // Геохимия, 1997, №3 с.294-304.
7. Ковалев В.П., Мельгунов С.В, Пузанков Ю.М. и др. Предотвращение неуправляемого распространения радионуклидов в окружающую среду. Новосибирск, Изд. СО РАН, НИЦ ОИГГиМ., 1996, 165 с.
8. Гаськова О.Л., Богуславский А.Е., Сиротенко Т.Г. Геохимический состав природных вод в районе расположения пункта хранения низкоактивных радиоактивных отходов // Водные ресурсы. – 2011.№5. – С. 553 – 563.

SAFETY ASSESSMENT STORAGE URANIUM WASTE

Boguslavskiy A.E., Kovalev V.P.

V.S. Sobolev institute of geology and mineralogy (IGM) SB RAS,
Novosibirsk, boguslav@igm.nsc.ru

The data on anomalies of natural radioactive elements are provided. A comparison of natural anomalies with waste storages is carried out. The approaches to creation of geochemical model of radionuclide storages are offered.

ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ УРАНА ИЗ ОТХОДОВ ТОПЛИВНО-ЯДЕРНОГО ЦИКЛА

Богуславский А.Е., Шемелина О.В.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева (ИГМ) СО РАН,
Новосибирск

boguslav@igm.nsc.ru

Построение долгосрочных прогнозов влияния хранилищ радиоактивных отходов (РАО) на окружающую среду невозможно без изучения процессов происходящих в РАО после их консервации. Это особенно актуально для РАО, которые в соответствии с ФЗ № 190 «об обращении с радиоактивными отходами» могут попасть в категорию «особых». Как показывает практика, хранилища этих отходов не всегда надежно изолированы от окружающей среды и в отдельных случаях могут взаимодействовать с грунтовыми водами верхних водоносных горизонтов [Ковалев, 1996]. В результате такого взаимодействия наблюдается переход радиоактивных элементов в растворы и вынос за пределы хранилища.

Целью настоящей работы было установление динамики выноса урана из разного типа РАО под действием грунтовых вод. В качестве образцов РАО были взяты отходы трех предприятий РосАтома. Воды, использовавшиеся для эксперимента, - гидрокарбонатные кальциевые, аналогичные фоновым для участков размещения РАО.

Определение элементного состава твердых проб проводилось методом рентгено-флюоресцентного анализа с использованием синхротронного излучения с регистрацией на Si(Li) – детекторе на станции элементного анализа ВЭПП-3 ИЯФ СО РАН. Формы содержания урана определялись с помощью электронного сканирующего микроскопа Tescan MIRA 3 LMU. Минеральный состав образцов определялся методом рентгеновской порошковой дифрактометрии на дифрактометре ДРОН-3 (излучение CuK α).

Анализ элементного состава жидких проб осуществлялся в аналитическом центре ИГМ СО РАН методами масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS) высокого разрешения на приборе фирмы FINNIGAN MAT (Germany). Концентрации анионов определялись титриметрическим, турбидиметрическим (с применением фотоколориметра ПЭ-5300 ВИ фирмы «ЭкоХим»), потенциометрическим (Мультитест ИПЛ - 513) методами.

Для экспериментов были выбраны пять образцов РАО из хранилищ трех предприятий РосАтома: ОАО «НЗХК», ОАО «ПО ЭХЗ» и ОАО «АЭХК». Среди них три образца урансодержащих карбонатных шламов, образующихся при нейтрализации

азотнокислых хвостов урана известковым молоком. И два образца отходов, полученных при переработке рудных концентратов: рудный концентрат после выщелачивания и гипсовые шламы.

Карбонатные шламы обр. 1. Основные фазы – гипс, кальцит; примеси сложных сульфатов – бенторита – $\text{Ca}_6(\text{AlCr})_2(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_{12} \cdot 26\text{H}_2\text{O}$, этtringита $\text{Ca}_6\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_{12} \cdot 26\text{H}_2\text{O}$, вольтаита $\text{K}_2(\text{Fe}_5\text{Fe}_4)(\text{SO}_4)_{12} \cdot 18\text{H}_2\text{O}$, сложные оксиды – манганалюмоксид и др. Уран входит в структуру сложных солей, образуя обособления микронного размера. Содержание урана 0,14%.

Карбонатные шламы обр. 2. Основные минеральные фазы твердого осадка – флюорит низкой степени кристалличности, в меньшем количестве содержится гипс, брусит, кальцит, кварц, параалюмогидрокальцит $(\text{CaAl}_2(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O})$, этtringит $(\text{Ca}_6\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_{12} \cdot 26\text{H}_2\text{O})$, амфибол (рентгено-структурный анализ). Встречаются отдельные выделения карбонатов уранила. Содержание урана 0,23%

Карбонатные шламы обр. 3. Основные минеральные фазы кальцит и гипс, этtringит $(\text{Ca}_6\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_{12} \times 26\text{H}_2\text{O})$. Малые примеси (~ 5-10%) кварца, окислы и гидроокислы железа. Следы (1-5%) Sodiumalum $(\text{NaAl}(\text{SO}_4)_2 \times 12\text{H}_2\text{O})$, бассонита $\text{CaSO}_4 \times 0,5\text{H}_2\text{O}$, Rapidcreekite $\text{Ca}_2(\text{CO}_3)\text{SO}_4 \times 4\text{H}_2\text{O}$, разупорядоченного флюорита (CaF_2) . Минеральных фаз с высоким содержанием урана не установлено. Содержание урана 0,01%.

Рудный песок обр. 4. Породообразующие минералы: мусковит, хлорит, полевые шпаты, кальцит, доломит, каолинит; рудные: пирит, галенит, уранинит; техногенная составляющая: гипс и рентгеноаморфная фаза. Содержание урана 0,04%.

Гипсовый шлам обр. 5. Преобладает гипс, в подчиненном количестве кварц, слюда, плагиоклаз, хлорит, доломит, стронцианит, барит, гематит, оксиды урана. Рентгеноаморфные фазы не поддаются расшифровке, однако можно предполагать сульфаты многих металлов. Содержание урана 0,15 %.

Для определения выноса урана и других элементов были проведены динамические эксперименты, позволяющие имитировать естественный режим протекания подземных вод через отходы и оценить интенсивность выноса и количество подвижного урана. Через колонку с исследуемым грунтом в течение 80 суток пропускали водный раствор. Средняя скорость находилась в интервале 2,3 – 3,5 мл/час. Ежедневно на выходе из колонок отбирали раствор для измерения химического состава и других показателей. После завершения экспериментов твердое вещество извлекалось из колонки, отбирались образцы для определения

элементного состава. Параметры эксперимента и некоторые результаты приведены в таблице.

Образец	Сср., мл/час	% выщел. образца	% выщел. урана	C_{UO} , мг/л	$C_{Uзав.}$, мкг/л
Карбонатный шлам 1	2,8	47,5	12,6	3,0	0,09
Карбонатный шлам 2	3,5	6,1	2,4	0,26	0,23
Карбонатный шлам 3	2,7	38,7	0,9	0,007	0,002
Рудный песок	2,3	12,0	19,9	2,6	0,03
Гипсовый шлам	2,6	64,3	16	1,17	0,06

Таб. Скорость протекания раствора, процент выщелачивания образца РАО, процент выщелачивания урана, изменение концентрации урана в растворе.

Максимальная концентрация урана отмечается при протекании первых порций растворов, в дальнейшем она постепенно снижается, однако остается существенно выше фоновых значений. За исключением образца рудного песка процент выщелачивания урана меньше, чем щелочных металлов (Na, Ca, Mg), кремния (в ряде образцов) и анионов. Таким образом, за счет выноса более легкорастворимых соединений при промывании грунтовыми водами отмечается увеличение концентрации урана в РАО. В анионном составе растворов на первом этапе преобладают сульфаты, в первых порциях раствора их концентрация достигает первых грамм/литр. Постепенно по мере их вымывания на первое место выходит гидрокарбонат-ион, при этом концентрации нитратов, хлоридов и фторидов находятся на фоновом уровне. Высокие концентрации урана на первом этапе связаны с растворением сульфатов. После их растворения дальнейшее выщелачивание происходит в результате воздействия гидрокарбонат-иона в виде уранил-карбонатных комплексов. Прочие анионы на вынос урана влияют существенно меньше [Гаськова, 2011].

В дальнейшем планируется изучить изменение минерального состава в материале РАО в результате контакта с водными растворами, а также сопоставить полученные результаты с

результатами натурных обследований хранилищ. Полученные данные будут использованы при разработке долговременных прогнозов воздействия пунктов хранения РАО на прилегающие ландшафты для варианта наиболее неблагоприятного сценария – неограниченного контакта РАО с грунтовыми водами.

Литература

1. Ковалев В.П., Мельгунов С.В, Пузанков Ю.М. и др. Предотвращение неуправляемого распространения радионуклидов в окружающую среду. Новосибирск, Изд. СО РАН, НИЦ ОИГГиМ., 1996, 165 с.
2. Гаськова О.Л., Богуславский А.Е., Сиротенко Т.Г. Геохимический состав природных вод в районе расположения пункта хранения низкоактивных радиоактивных отходов // Водные ресурсы. – 2011.№5. – С. 553 – 563.

URANIUM LEACHING FROM WASTE OF NUCLEAR FUEL CYCLE

Boguslavskiy A.E., Shemelina O.V.

V.S. Sobolev institute of geology and mineralogy (IGM) SB RAS,
Novosibirsk, boguslav@igm.nsc.ru

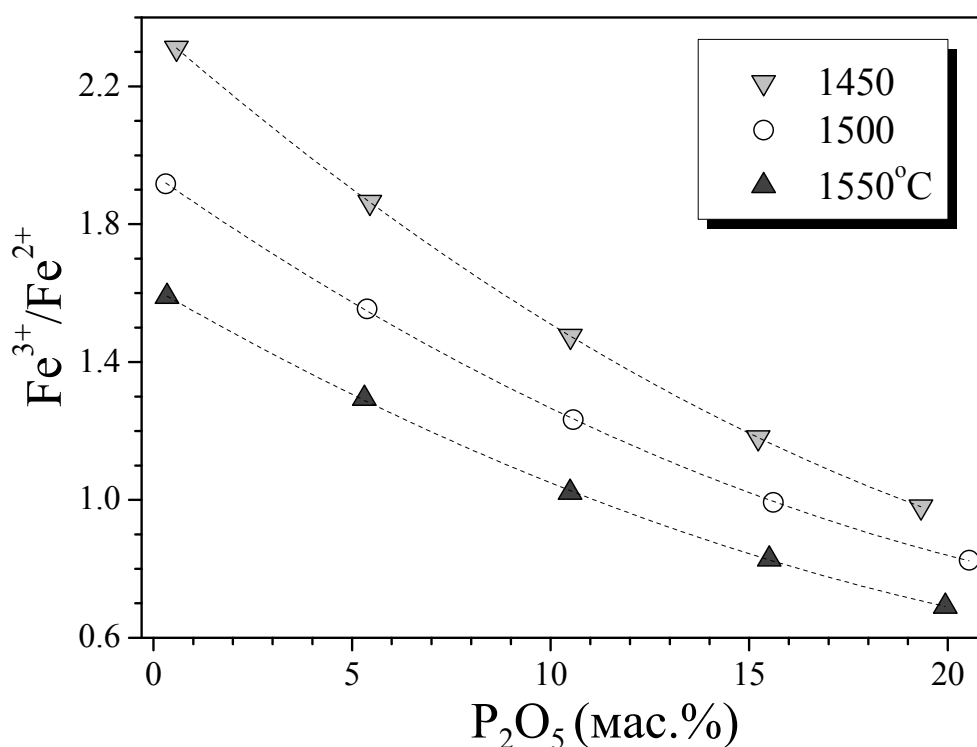
Experiments in uranium leaching from waste of Rosatom enterprises were performed. Concentration of uranium in solutions are defined at their interaction with ground waters. The percent of a uranium leaching depends on type of a waste and changes from 1 to 20 %. The increase in concentration of uranium in radioactive waste owing to carrying out of freely dissoluble connections is established.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ФОСФОРА В СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ НА СООТНОШЕНИЕ В НИХ ДВУХ- И ТРЕХВАЛЕНТНОГО ЖЕЛЕЗА

Борисов А.А.

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

При 1 атм общего давления на воздухе в температурном интервале 1450-1550 °С методом петли проведены опыты по влиянию содержания фосфора на соотношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в модельных расплавах с общей формулой $10\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot x\text{P}_2\text{O}_5 \cdot (90-x)\text{DA}$, мас. (где DA – состав эвтектики в системе анортит-диопсид). Состав стекол определялся на зонде, соотношение двух- и трехвалентного железа - методом мокрой химии с колориметрическим окончанием [Schuessler et al., 2008].



Показано, что добавление P_2O_5 приводит к существенному уменьшению соотношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в расплавах при фиксированной температуре (Рис).

Таким образом, влияние фосфора, в общем, схоже с изученным ранее влиянием TiO_2 на соотношение двух- и трехвалентного железа в сходных модельных расплавах [Borisov et al., 2012].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 10-05-00154-а

Литература

1. Borisov A., Behrens H. and Holtz F. The effect of TiO_2 on ferric/ferrous ratio in silicate melts: An experimental study. // Eur. J. Min., submitted.
2. Schuessler J.A., Botcharnikov R.E., Behrens H., Misiti V. and Freda C. Oxidation state of iron in hydrous phono-tephritic melts // American Mineralogist. 2008. V. 93, P. 1493-1504.

THE EFFECT OF PHOSPHORUS ON FERRIC/FERROUS RATIO IN SILICATE MELTS: AN EXPERIMENTAL STUDY.

Borisov A.A.

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

We conducted a study of synthetic glasses with anorthite-diopside eutectic composition modified with 10 wt% Fe_2O_3 and variable amounts of phosphorus. Glasses were synthesized in air in the temperature range 1450-1550°C. The ferric/ferrous ratio in experimental glasses was analyzed using a wet-chemical technique with the colorimetric ending. It was shown that at constant temperature the increase of P_2O_5 content results in essential decreasing of ferric/ferrous ratio in the melts.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА УПРУГО-ПЛАСТИЧЕСКИХ И ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД СВЕТИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Ю. УРАЛ)

Бурмистров А. А., Шемякина Е.М.

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

burm@geol.msu.ru

Экспериментально определен ряд упруго-пластических и прочностных параметров и изучен процесс деформирования вмещающих пород, установлена их связь с трещинообразованием.

Штокверково-жильные зоны с золото-сульфидно-кварцевым оруденением этого месторождения широко развиты в мелкозернистых ороговикованных алевропесчаниках и сланцах, а в базальтовых порфиритах и крупнозернистых мраморах они выклиниваются [Бурмистров, 2012]. Для определения связи этих структур с физико-механическими параметрами вмещающих пород по результатам ультразвукового прозвучивания тестером УК1401 определены модули сдвига (G) и Юнга (E), коэффициент Пуассона (μ). На специальной установке (аналоге пробника с шариковыми инденторами «Викинг») с автоматической регистрацией нагрузок динамометром ДОС-3-20И с ценой деления 0,05 кН в диапазоне от 0 до 20 кН и диаметром индентора $D=2\text{ см}$, а для отдельных образцов также - шариковым твердометром ТШ-2 ($D=5\text{ мм}$) определен ряд статических характеристик. В первом случае в процессе последовательного нагружения фиксировалась глубина погружения зонда, а во втором – диаметр отпечатка (d) с точностью до первых сотых долей мм. Для каждого этапа нагружения произведен расчет твердости по Бринеллю ($HВ$, МПа), а также коэффициента пластичности (Kpl) - как отношения замеренных (общая деформация) и рассчитанных (по решениям Герца) величин упругих деформаций (диаметр, глубина отпечатка) для известных динамических параметров. По разрушающей нагрузке определена прочность при одноосном растяжении $[\sigma]$. Согласно математической теории пластичности предел пластичности $\sigma_m \approx 0,3HВ$ [Максименко и др., 2009]. По критерию пластичности Треска - Сен Венана для сложнапряженного состояния и рассчитанным по формулам теории упругости (решение Герца) максимальным касательным напряжениям на контуре, в центре поверхности отпечатка и на глубине $0,2 d - \{t_{\max\_край}, \text{центр}, \text{гл}\}$ определены условия развития и интенсивность пластических деформаций. С учетом этих условий начальные их величины оценивались как $HВ / 6$.

Наименьшее развитие эти деформации имеют в центре отпечатка, где условия близки к гидростатическим: $\sigma_x = \sigma_y \approx (0,8-0,9)\sigma_x$. Оценка развития упруго-пластических деформаций образцов осуществлялась также по величине h по следующему неравенству (с учетом деформации индентора) [Максименко и др., 2009]. Правая часть определяет переход от упругих(h_y) к пластическим, левая – к развитым пластическим деформациям(h_{pl}): $5,17(1-\mu^2)^2 \sigma_m / E^2 < 2h/D < 1,91(1-\mu^2)/E$, (в табл. выделено жирным).

В таблице для ряда образцов показаны статические параметры для всех этапов нагружения, для других – только средние. Образцы порфиритов не были разрушены при нагрузке 20 кН. Начальный рост НВ характерен для многих образцов (особенно для пластичных и малопрочных), затем происходит ее снижение. Для образца мрамора установлен только спад НВ, т.к. уровень начального нагружения очевидно был завышен. По значениям t_{max} и также соотношениям расчетных и полученных h отпечатков у пластичных и низкопрочных пород уже при малых нагрузках проявляется интенсивная пластическая деформация, а упругая составляющая очень мала. Порфириты имеют более высокий предел упругости и по величине h не всегда достигают уровня больших пластических деформаций. Значительное превышение пороговых величин напряжений ($1/6HВ$) наблюдается у них для $t_{max\_гл}$. Терригенные породы в целом занимают промежуточное положение по большинству параметров за исключением высокопластичных и прочных алевролитов, в которых на месте отбора образца установлено слабое развитие рудовмещающей трещиноватости. Мрамор отличается наибольшей пластичностью, проявляющейся как при динамических, так и статических нагрузках (максимальный μ и показатели пластической деформации, минимальная НВ) и при невысоких $[\sigma]$, E и G . В условиях постепенного роста напряжений шло пластическое течение и релаксация. Порфириты очевидно относятся к упруго-вязкому высокопрочному типу петрофизических сред (высокие E и G , НВ, $[\sigma]$, предел упругости), имеют высокое сопротивление к развитию деформаций и трещинообразованию.

Литература

1. Бурмистров А.А. Структурные условия локализации золото-кварц-сульфидного оруденения месторождения Светлинское (Ю.Урал) // Тез.научной конф. ЛОМОНОСОВСКИЕ ЧТЕНИЯ 2012 г., Секция ГЕОЛОГИЯ (сервер Геологического ф-та МГУ)
2. Максименко А.А. и др. Исследование нормальных напряжений при упругопластическом контактном взаимодействии // Ползуновский вестник. 2009. №1-2. С. 164-166.

Табл. Упруго-пластические и прочностные параметры
вмещающих пород Светлинского месторождения

№обр., тип породы	μ	G (ГПа)	E(ГПа)	KpI	Диаметр зонда -2см			Глубина отпечатка, зонда, мм		
					HВ Мпа	[σ_p] Мпа	P, кН	h(y)	h	h(pl)
мрамор				3,8	127		2,4	0,0000	0,30	0,04
				4,5	91		2,7	0,0000	0,47	0,03
сред.	0,39	19	52	4,1	109	2		0,0000	0,39	0,03
сланцы- 3 обр. (средн.)	0,28	18	47	3,5	177	3		0,0001	0,59	0,07
	0,29	22	56	2,4	470	8		0,0003	0,23	0,15
	0,23	18	43	2,2	344	4		0,0003	0,13	0,14
песчаник СВ- 19				1,0	1847		5,8		0,05	0,77
				1,3	1236		6,6		0,09	0,52
				1,4	1066		7,7		0,12	0,45
				1,6	975		10,1		0,17	0,41
				1,7	934		12,9		0,22	0,39
				1,7	995		15,0		0,24	0,42
св19ср.	0,23	18	43	1,0	1176	3		0,0037	0,15	0,49
песч.ср	0,3	19	49	2,3	378	2		0,0003	0,15	1,34
алев.ср.	0,31	28	73	5,0	120	11		0,0000	1,02	0,03
СВ-19-1, порфирит				1,3	1592		4,0	0,0023	0,04	0,39
				1,7	1030		5,5	0,0010	0,09	0,25
				1,8	943		7,7	0,0008	0,13	0,23
				1,9	920		10,4	0,0008	0,18	0,22
				2,0	915		13,5	0,0008	0,24	0,22
				2,1	955		17,1	0,0008	0,29	0,23
				2,2	918		19,9	0,0008	0,35	0,22
19-1ср.	0,31	27	71	1,9	1039	>11		0,0010	0,19	0,25
СВ-3, порфирит				2,0	273		0,6	0,0001	0,04	0,09
				1,6	938		5,3	0,0015	0,09	0,31
				1,8	830		8,6	0,0012	0,17	0,27
				1,9	799		12,3	0,0011	0,25	0,26
				2,0	841		16,9	0,0012	0,32	0,28
				2,1	827		20,0	0,0012	0,39	0,27
сред.	0,39	18	49	1,9	751	>10		0,0010	0,21	0,25

№обр, тип породы	Максимальн. касательные напряжения, МПа			Диаметр зонда - 5мм		Глубина отпечатка зонда, мм			Максимальные касательные напряжения, МПа		
	25	13	32	1,9	908	0,0003	0,13	0,07	183	97	234
мрамор	18	10	24	2,5	655	0,0002	0,24	0,05	135	71	173
средн.	22	12	28	2	782	0,0002	0,19	0,06	159	84	204
сланцы- з обр. (средн.)	45	48	58								
	83	84	107								
	88	114	112								
песчаник СВ-19	363	471	465	1,9	2364	0,0038	0,05	0,25	469	608	600
	244	316	312	2,5	2179	0,0032	0,07	0,23	434	563	556
	210	273	269	4,4	1871	0,0024	0,15	0,20	378	490	484
	193	250	247								
	185	240	237								
	198	256	253								
св19-ср.	605	784	775		2138	0,0031	0,09	0,22	427	553	547
песч. с.	69	67	89								
алевр.	30	28	39								
СВ-19-1, порфирит	313	286	401	1,9	2600	0,0016	0,06	0,16	517	471	661
	203	185	260	2,5	3001	0,0021	0,09	0,18	600	547	768
	186	170	238	4,4	2769	0,0018	0,16	0,17	561	512	718
	182	166	233								
	182	166	233								
	190	173	243								
	183	167	235								
19-1ср.	208	190	266		2885	0,0019	0,13	0,18	581	530	743
СВ-3, порфирит	54	28	69	1,9	3153	0,0042	0,05	0,26	625	330	800
	185	98	237	2,5	3688	0,0058	0,08	0,31	735	388	941
	164	87	210	4,4	3803	0,0061	0,12	0,31	764	403	978
	159	84	203								
	168	89	215								
	166	87	212								
ср.	182	96	234		3548	0,0054	0,08	0,29	708	374	906

EXPERIMENTAL COMPARITIVE ESTIMATION OF ELASTIC, PLASTIC PROPERTIES AND STRENGTH OF THE BEDROCKS OF SVETLINSKOE ORE DEPOSIT (S. URALS)

Burmistrov A.A., Shemiakina E.M.

Moscow State University, geological department (MSU)

Several elastic, plastic and strength properties of the bedrocks and their deformation process were experimentally studied, their influence on the intensity of the rocks fissuring was revealed.

ФАЗОВЫЙ ПЕРЕХОД В НАНОКРИСТАЛЛАХ КВАРЦА В ПСЕВДОТАХИЛИТЕ

²Веттегрень В.И., ¹Соболев Г.А., ¹Кирееенкова С.М.,
¹Морозов Ю.А., ¹Смутьская А.И., ²Мамалимов Р.И.

¹Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта Российской академии наук,
г. Москва.

²Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе Российской академии
наук. г. С-Петербург, Victor.Vettegren@mail.ioffe.ru

Известно, что нанокристаллы обладают рядом уникальных механических, теплофизических, электрических и др. свойств. Исследование свойств нанокристаллов, содержащихся в горных породах, были начаты в [Веттегрень, 2011; Кирееенкова, 2005; Кулик, 2010, 2011; Морозов, 2008; Соболев, 2007, 2009, 2011, 2012;]. В работах [Веттегрень, 2010; Кулик, 2010, 2011; Соболев, 2009, 2011] с использованием метода рамановской спектроскопии, были исследованы образцы апогранитного псевдотакхилита после воздействия гидростатического давления 1 ГПа при температурах от 470 до 600°С. Оказалось, что после таких воздействий эффективные напряжения в нанокристаллах кварца увеличились, а их размеры уменьшились. В работах [Кулик, 2011; Соболев, 2009] исследованы размеры и внутренние напряжения в нанокристаллах пироба в образцах мантийного ксенолита до и после гидростатического сжатия 2,5 – 3 ГПа при комнатной температуре. Обнаружено, что после такого воздействия эффективные напряжения в нанокристаллах пироба увеличились.

Ниже изложены результаты исследования воздействия температуры на нанокристаллы кварца в поверхностном слое продукта интенсивного дробления гранита в зоне сейсмогенного разлома - апогранитного «псевдотакхилита». В отличие от предыдущих исследований размеры нанокристаллов кварца и напряжения в них измерялись не после, а при заданной температуре.

Исследованные образцы выпилены из породы, изъятый в зоне разрывного нарушения, пересекающего Сусамырский массив ордовикских гранитов Северного Тянь-Шаня. Они представляли собой плоскопараллельные пластинки с размерами 30х30х2 мм. Инфракрасные (ИК) спектры отражения записывали на Фурье-спектрометре IR-21 “Prestige при температурах от 295 до 800 К. Затем, используя методы классического дисперсионного анализа и Крамерса-Кронига [Kuzmenko, 2005], рассчитали ИК-спектры затухания $\varepsilon''(\nu)$, где ν – частота.

Анализ спектров $\varepsilon''(\nu)$ показал, что поверхностный слой псевдотакхилита толщиной 6 мкм содержит кристаллы кварца и полевого шпата.

Известно, что в спектрах нанокристаллов полосы имеют асимметричную форму [Richter, 1981]. Оказалось, что в исследованных нами спектрах форма полосы $694,4 \text{ см}^{-1}$ (при комнатной температуре), приписанная валентным колебаниям SiOSi в α -фазе кристаллической решетки кварца [Etchepare, 1974] асимметричная. Это означает, что кристаллы α -кварца в псевдотахилите имеют наноразмеры. Мы воспользовались формулами для асимметричного уширения, приведенными в [Richter, 1981], что позволило определить размер нанокристаллов. Оказалось, что он не зависит от температуры и составляет $\approx 20 \text{ нм}$.

При нагреве на 20 градусов интегральная интенсивность полосы (площадь под ней) уменьшается на $\approx 25\%$, а при 625 K, в ≈ 20 раз. Поскольку интегральная интенсивность пропорциональна концентрации кристаллических ячеек α -кварца и размеры нанокристаллов не зависят от температуры, заключаем, что нагрев псевдотахилита вызывает монотонное уменьшение концентрации нанокристаллов. Этот эффект обратим: при понижении температуры интенсивность (а, значит, и концентрация нанокристаллов) восстанавливается.

Одновременно в спектре $\varepsilon''(\nu)$ появляется новая полоса с максимумом при $\approx 413 \text{ см}^{-1}$ (при 323 K), приписанная деформационным колебаниям Si-O-Si в β -кварце [Etchepare, 1974]. При нагреве ее интенсивность монотонно растет и достигает максимального значения при 650 K. При понижении температуры она уменьшается и при 295 K полоса исчезает. Полоса асимметрична со стороны низких частот, т.е. кристаллы β -кварца имеют наноразмеры.

Приведенные данные показывают, что α -фаза нанокристаллов кварца неустойчива по отношению к температуре: нагрев на несколько десятков градусов вызывает ее перестроение в β -фазу. Следует обратить внимание на существенную особенность фазового перехода в нанокристаллах кварца в псевдотахилите. Известно, что в макрокристаллах кварца переход $\alpha \rightarrow \beta$ происходит при определенной температуре $T_c = 846 \text{ K}$, а в нанокристаллах он растянут на $\approx 300 \text{ K}$.

Чтобы выяснить причины, обуславливающие «растянутость», измеряли частоту колебаний валентных SiOSi колебаний в нанокристаллах и сравнивали ее значение с частотой таких же колебаний в макрокристалле α -кварца. Оказалось, что в нанокристаллах она выше, чем макрокристалле. Это означает, что кристаллическая решетка нанокристаллов сжата [Madelung, 1972]. Измерив величину смещения частоты колебаний, нашли, что при комнатной температуре эффективная величина сжимающего напряжения составляет $\approx 0.3 \text{ ГПа}$. При повышении температуры величина сжатия монотонно уменьшается и при $\approx 600 \text{ K}$ стремится к нулю.

Растянута фазового перехода, по-видимому, обусловлена температурной зависимостью поверхностной энергии. Она имеет две составляющих: потенциальную – энергию взаимодействия меж-

ду атомами и кинетическую - энергию их колебаний. Первая отвечает за поверхностное натяжение (сжатие кристаллической решетки), которое обуславливает сохранность α -фазы.

Однако с ростом температуры поверхностное натяжение монотонно уменьшается, что облегчает переход из α - в β -фазу и обуславливает его «растянутость».

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 10-05-00505а и Программы фундаментальных исследований №5 ОНЗ РАН «Наночастицы: условия образования, методы анализа и извлечения из минерального сырья»

Литература

1. Веттегрень В.И., Мамалимов Р.И., Соболев Г.А., Кирееенкова С.М., Морозов Ю.А., Смульская А.И. ИК - спектроскопическое изучение нанокристаллов кварца, образовавшихся при интенсивном дроблении гетерогенного материала (гранита). // Физика твердого тела 2011. Т.53. Вып. 12. С. 2371-2375.
2. Кирееенкова С.М., Соболев Г.А. О возможности изучения природных процессов на наномасштабном уровне в физике Земли. // Геофизические исследования. 2005. Вып.1. С. 108–115.
3. Кулик В.Б., Веттегрень В.И., Соболев Г.А., Кирееенкова С.М. Изучение наноструктур в горных породах, подверженных разным естественным и искусственным термодинамическим воздействиям. / Физические основы прогнозирования разрушения горных пород: Тезисы докладов 8-й Международной школы-семинара, СПб, 24–29 мая 2010 г. М.: ИФЗ РАН. 2010. С. 50.
4. Кулик В.Б., Соболев Г.А., Веттегрень В.И., Кирееенкова С.М. Изучение нанокристаллов в горных породах, подверженных естественным и искусственным механическим и термическим воздействиям. // Физика Земли. 2011. № 11. С. 19–24.
5. Морозов Ю.А., Кирееенкова С.М., Соболев Г.А., Смульская А.И., Цельмович В.А., Веттегрень В.И., Кулик В.Б., Пикулин В.А. Экспериментальное изучение наноструктур горных пород, подвергнутых квазигидростатическому сжатию. / Тезисы докладов Всероссийской конференции 13 – 17 октября 2008 г. М.: ИФЗ РАН. 2008. Т. 2. С. 157–158.
6. Соболев Г.А., Веттегрень В.И., Кирееенкова С.М., Кулик В.Б., Морозов Ю.А., Смульская А.И., Пикулин В.А. Исследование нанокристаллов в горной породе методом спектроскопии комбинационного рассеяния. // Физика Земли. 2007. № 6. С. 7–14.
7. Соболев Г.А., Кирееенкова С.М., Морозов Ю.А., Смульская А.И., Цельмович В.А., Веттегрень В.И., Кулик В.Б. Наноструктуры в глубинном ксенолите до и после деформирования. // Физика Земли. 2009. № 9. С. 3–11.

8. Соболев Г.А., Геншафт Ю.С., Кирееенкова С.М., Морозов Ю.А., Смутьская А.И., Веттегрен В.И., Кулик В.Б. Исследование влияния высокого давления и температуры на свойства нанокристаллов в горных породах методом рамановской спектроскопии. // Физика Земли. 2011. № 6. С. 3–12.
9. Соболев Г.А., Кирееенкова С.М., Морозов Ю.А., Смутьская А.И., Веттегрен В.И., Кулик В.Б., Мамалимов Р.И. Исследование нанокристаллов в зоне динамической подвижки. // Физика Земли. 2012. № 9-10. С. 17–25.
10. Etchepare J., Merian M., Kaplan P. Vibrational normal modes of SiO_2 . α and β quartz. J. Chem. Phys. 1974. Vol. 60. N. 5. P. 1873-1876.
11. Kuzmenko A.B. Kramers-Kronig constrained variational analysis of optical spectra. // Rev. Sci. Instr. 2005. Vol. 76. P. 083108-1 - 9.
12. Madelung Otfried. Festkorpertheorie. Berlin: Springer Verlag. 1972. 416 s.

PHASE TRANSITION IN QUARTZ NANOCRYSTALS IN PSEVDOTACHILITE

²**Vettegren V.I.**, ¹**Sobolev G.A.**, ¹**Kireenkova S.M.**, ¹**Morozov Ju.A.**,
¹**Smulskja A.I.**, ²**Mamalimov R.I.**

Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, sobolev@ifz.ru
 Ioffe Physical Technical Institute, RAS, St. Petersburg,
Victor.Vettegren@mail.ioffe.ru

It was studying α - β -phase transition in quartz nanocrystals in pseudotachylite at increasing temperature from 295 to 800 K using infrared spectroscopy. It was found that α -quartz nanocrystals having dimensions about 20 nm, and they do not depend from temperature. Concentration of α -quartz nanocrystals decreases monotonically at heating and it vanish at 600 K. Concentration of β -quartz nanocrystals increases in opposite and reaches maximal value at the same temperature. It is meant that phase transition in nanocrystals of quartz begins at temperatures less about 500-550 K than that it is in macrocrystals (846 K) and extended on about 300 K. To explain this phenomenon we determine stresses in α -quartz nanocrystals. It was found that the nanocrystals compressed at room temperatures but the compression stresses decreases monotonically at heated and vanish at 600 K. Very likely that compressed stresses prevent phase transition at room temperature. When the compression decreases the probability of phase transition increases, and when they reach to zero all α -quartz nanocrystals transform in β -quartz nanocrystals.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПРИСЕВАНСКОГО (АМАСИЯ-СЕВАНСКОГО) ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА АРМЕНИИ

Геворкян Р.Г., Геворкян М.Р., Саргсян О.А.

Ереванский Государственный Университет (ЕГУ), Ереван

rgev@ysu.am

В Армении в пределах единой **Присеванской (Амасия-Севанской)** структурно-формационной зоны породы офиолитовой ассоциации находятся в преимущественно тектонических взаимоотношениях друг с другом и все вместе обдуцированы на палеоконтинентальный фундамент. Ультрамафиты-гипербазиты представлены различными по размерам пластинообразными телами серпентинитового меланжа, либо надвинутыми (останцами) на другие породы. Они сложены преимущественно серпентинизированными гарцбургитами и перцолитами, по которым развиты зоны дунитизации. Мафиты-базиты-габброиды сочетаются пространственно тесно с ультрамафитами и образуют с ними чаще всего тектонические контакты, лишь редко – магматические. Петрографически они представлены рядом: габбро-(габбро-диорит)-диорит – либо габбро-нориты. Распространены также оливиновые и роговообманковые габброиды и габбро-пегматиты. Полосчатый комплекс развит в зоне контактов гипербазитов и габброидов. Это дает основание предположить о его контактово-реакционном генезисе, что часто подтверждается присутствием расплавных включений.

Верхняя часть офиолитового разреза представлена основными лавами и вулканитами, зачастую с шаровой морфологией или (и) параллельными дайками с перекрывающими вулканогенно-осадочными толщами различных фаций глубинности водоемов, главным образом окраинно-морской и островодужной геодинамических обстановок. Такие толщи осадков и вулканитов находятся в автохтонном и аллохтонном залегании и пространственно линейно привязаны к телам ультрамафитов и мафитов. По составу лавы варьируют от спилито-диабазов до кератофиров. Контакты с серпентинитовыми пластинами преимущественно тектонические. Петрохимический анализ эффузивов и параллельных даек из офиолитовой ассоциации обнаружил пестроту типов вулканитов: толеиты, известково-щелочные и щелочные серии, а также характерная особая серия низкотитанистых и высокомагнезиальных пород – бонинитов, известных из океанов [Геворкян, 2003].

Амасия-Севанская ветвь Эрзинджанского синтаксиса офиолитов на Малом Кавказе рассматривается большинством исследователей как единая выдержанная зона, связывающая северную половину офиолитов Малой Азии и Ирана. В пределах Армении предполагаемая длина всей офиолитовой зоны 220 км. Согласно общепринятым представлениям, **Присеванская (Амасия-Севанская)** офиолитовая

зона имеет дугообразную форму с плавным изгибом на юго-восток, параллельно другим тектоническим зонам территории. Офиолиты представлены здесь протрузиями, тектоническими окнами и стратифицированными пластинами в виде серпентинитового меланжа. В их состав входят метаморфические породы докембрия-палеозоя, глаукофановые сланцы мезокайнозоя, серпентинизированные перидотиты, серпентиниты, пироксениты, габброиды, вулканиты (диабазы, спилиты, субщелочные базальтоиды, плагиориолиты), глинисто-кремнисто-карбонатные породы (глинистые сланцы, турбидиты, известняки, радиолариты, яшмы и др.). Они слагают толщу верхнеюрско-нижнемелового возраста, а также частично отмечены в комплексах пород мелового и мел-нижнеэоценового возрастов. В геолого-структурном отношении наиболее информативным в Ширако-Базумском сегменте в отношении офиолитов является Базумский горст. В строении Севанского горст-синклинория картируются верхнемеловой палеогеновый надофиолитовый “чехол” и сложно построенное офиолитовое ядро. Породы “чехла” окаймляют ядро горст-синклинория с СВ и ЮЗ, отчасти погружаясь под молласы акватории к ЮВ от полуострова Артаниш с выходами лишь в Масрикской котловине.

Таким образом, очевидна многоплановость и многоэтапность деформаций офиолитовой зоны. Преобладают линейные структуры с общим сокращением геологического пространства в частях зоны, наиболее насыщенных пластическими ультрабазитами в виде корней и прокладок в основании мелких покровов. Крупные тела ультрабазитов пространственно совмещены с блоками кремнисто-эффузивной формации, сложенными наиболее глубоководными осадками и вулканическими породами – эти парагенезы впечатляют наличием мощных потоков толеитов и чередующихся с субщелочными базальтами протяженных пачек радиоларитов и других типов силицитов, в их числе и марганценосных - металлоносных осадков мезозойских офиолитовых бассейнов.

В Севанском сегменте офиолитов простираение массивов часто ограничено также структурами меридиональной ориентировки. Это особенно заметно между Шоржинским и Артанишским, а также между Артанишским и Джильским массивами. Меридиональная система в сочетании с близширотной (З–СЗ) контролирует Арпункский (Кясаманский) массив в целом, определяя его морфологию.

Таким образом, в пространственном распределении офиолитов в обоих сегментах направляющей является широтно-близширотная система, в то время как меридиональная и диагональная контролируют особенности их внутреннего строения. Основная широтно-близширотная система рассмотренных сегментов является продолжением азиатского структурного плана, который сопровождается широким развитием офиолитов в Малой Азии. Все вышеприведен-

ные данные говорят о возможной самостоятельности Амасийского (Ширакского) и Севанского сегментов в Анатолийско-Малокавказско-Иранской шовной зоне офиолитов [Меликян, 2004].

В результате детальных геофизических исследований подчеркивается, что офиолиты в Севанском секторе приурочены к зоне относительно высоких градиентов силы тяжести и Присеванская зона офиолитов характеризуется также линейными, локальными положительными аномалиями ΔT , интенсивность которых убывает по направлению от Большого к Малому Севану. По значению Δg , согласно, основные и ультраосновные породы Присеванской зоны характеризуются поднятием верхних контактных поверхностей. Исходя из этого, а также из данных скв. N2 – Дилижан (глубина 1200 м), Присеванская зона не продолжается на СЗ при переходе от Драхтикского (Тохлуджинского) блока к Дилижанскому. По данным, зона больших и горизонтальных градиентов Δg постепенно расчленяется на две ветви северо-западнее крайнего небольшого выхода серпентинизированного перидотита Драхтикского участка. Одна из них продолжается на север, а другая, плавно изгибаясь, приобретает широтную ориентировку. Далее она тянется на СЗ до г. Апарана, разветвляясь на более тонкие полосы.

Можно допустить, что идею широтной ориентировки офиолитов Севанской зоны частично разделяли также, отмечая возможность существования Масрикского погребенного поднятия офиолитов, широтно-ориентированного в западном направлении, а на востоке сливаясь с офиолитами Акеринского сегмента.

Интересной является версия, предложенная, по которой по своим тектоно-структурным особенностям Присеванская офиолитовая зона могла бы продолжаться на запад, сливаясь с Эрзинджанским синтаксисом. Однако, это слияние не произошло из-за сложных геолого-структурных особенностей центральной части Малого Кавказа, возможно, и из-за субдукции зоны западнее оз. Севан [Книппер, Хайн, 1980].

В целом, исходя из вышеизложенного, можно заключить, что Севанский и Амасийский (Ширако-Базумский) секторы являются составной частью Анатолийско-Малокавказско-Иранской шовной зоны офиолитов. Они расположены параллельно и кулисообразно, тем самым расширяя данную шовную зону. Между рассмотренными сегментами находятся Дебед-Агстевская диагонально ориентированная (СВ-ЮЗ) структурно-магматическая островодужная зона и фрагменты других структурных сооружений.

Анализ геолого-петрологической позиции пород офиолитовой ассоциации **Присеванской (Амасия-Севанской) зоны** Армении привел к следующим выводам:

– В основании ассоциации залегают гарцбургиты (реже лерцолиты), уверенно сопоставимые по многим признакам с палеоокеа-

нической мантией. Они подвержены метасоматической дунитизации, сопровождаемой обособлением хромитовых руд. Характерными процессами являются серпентинизация, оталькование и многократные процессы обратной регенерации с образованием полнокристаллических пироксен-оливиновых пород.

– Выше располагается габброидная (расслоенная) формация, включающая клинопироксеновые, троктолитовые, верлит-вебстеритовые, габбро-анортозитовые породы. Полный разрез серии представлен: перидотитами (гарцбургитами), клинопироксенидами, меланократовыми габброидами, а сверху налегают лейкократовые габбро, анортозиты и платиогранофиры.

– Венчает офиолитовый разрез толща переслаивающихся диабазов и их спилитизированных разностей с кремнисто-фтанитовыми (радиоляритовыми) породами, граувакками и рифогенными известняками, формирующими зачастую олистострому.

Присеванский пояс является весьма типичным представителем офиолитовой ассоциации пород и расшифровка их петрологических и геохимических особенностей представляет важную задачу.

Литература

1. Геворкян Р.Г., Геворкян М.Р. Офиолитовая палеоокеаническая кора Армении (Южный Кавказ). Ер.: ГЕОИД, 2003, 259 с.
2. Книппер А.Л., Хаин Е.В. Структурная позиция офиолитов Кавказа. Офиолиты, 1980, вып. 2, с. 297–314.
3. Меликян Л.С. Некоторые геолого-структурные особенности внутреннего строения Амасия-Севанской офиолитовой зоны (Республика Армения). Известия НАН РА Науки о Земле, 2004, LVII, № 3, с. 32–38.

GEOLOGICAL-PETROLOGICAL POSITION OF SEVAN (AMASIA-SEVAN) OPHIOLITE BELT OF ARMENIA

Gevorkyan R.G., Gevorkyan M.R. and Sargsyan O.A.

Yerevan State University (YSU), Yerevan, rgev@ysu.am

In the basis of association are deposited harzburgites (less lherzolites), in many way confidently comparable to paleoceanic mantle. Above there is a gabbroic (stratified) formation. The thickness of interbedded diabases and spilitified differences are at the top of ophiolite section. Sevan belt is a very typical representative of ophiolite association rocks and the interpretation of their petrologic and geochemical characteristics are an important task.

ОЦЕНКА УПРУГО-АНИЗОТРОПНЫХ СВОЙСТВ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД СРЕДНЕЙ И НИЖНЕЙ
КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ КОРЫ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Горбацевич Ф.Ф., Ветрин В.Р., Тришина О.М., Ковалевский М.В.
Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты,
gorich@geoksc.apatity.ru

Массовые сейсмические исследования свидетельствуют о расслоенности земной коры, состоящей из верхнего, среднего и нижнего коровых слоев. В северо-западной части Кольского полуострова нижняя граница верхней коры проводится на глубинах 12-15 км. Ниже, до глубин 20-21 км и 37-38 км выделены, соответственно, средняя кора предположительно диоритового состава, и базитовая нижняя кора.

Прямым методом изучения верхней части кристаллической коры является бурение глубоких и сверхглубоких скважин. Мировой рекорд прямого проникновения в земные недра принадлежит Кольской сверхглубокой скважине (СГ-3), достигшей опережающим стволом глубины 12261 м [Кольская сверхглубокая, 1998; Строение..., 2005]. Исследования ее разреза позволили получить новые, очень важные данные о свойствах структуре и состоянии верхней части кристаллической коры. Имеющиеся в настоящее время технические средства не позволяют производить бурение скважин глубже 13-15 км. Прямым способом определения свойств средней и нижней частей является изучение пород, образованных в глубинных условиях и обнаженных на уровне современного эрозионного среза в результате интрузий и восходящих тектонических подвижек.

Для оценки петрофизических свойств пород средней коры, нами выполнены экспериментальные определения упруго-анизотропных свойств 19 образцов пород района оз. Чудзъявр: габбро, тоналитов, эндербитов, гранат-биотитовых гнейсов. Согласно геологической оценке породы района сформировались при *PT*-условиях, адекватных условиям в средней коре, но в результате геологического процесса были выведены на земную поверхность. Исследования проводились с использованием акустополаризационного метода и новой методики оценки максимально возможного коэффициента упругой анизотропии пород. В соответствии с полученными данными, породы оз. Чудзъявр сложены габбро, тоналитами, эндербитами, гранат-биотитовыми гнейсами. Диапазон изменений величин плотности составляет 2.61-2.97 г/см³. Вариации скорости продольных волн, ориентировочно, на глубине залегания пород, составляют 6.4-6.8

км/с. Породы проявляют заметную упругую анизотропию, которая изменяется в широком диапазоне. Вариации коэффициента анизотропии по продольным волнам составляют 1.1-33%, по поперечным – 1.5-22%. Преобладает орторомбический тип симметрии.

Результаты акустополарископии показывают широкое распространение линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП), деполяризации сдвиговых волн, существенной неоднородности в структуре образцов.

Сравнение петрофизических параметров с вещественным составом выявили возможность оценки содержания тех или иных ассоциаций породообразующих минералов при применении методов глубинной разведки. Большая плотность пород наблюдается при большей доле биотита, роговой обманки, пироксенов, граната, меньшая – при преобладании кварца и плагиоклаза. Увеличение процентной доли роговой обманки и клинопироксена приводит к повышению скорости распространения в породе продольных волн. Увеличение содержания биотита, плагиоклаза и кварца, наоборот, приводит к снижению этой скорости. Скорости поперечных волн уменьшаются при увеличении содержания клинопироксена, плагиоклаза, роговой обманки и биотита.

Оценка показателей максимально возможной анизотропии пород района оз. Чудзъявр, которые условно можно отнести к средней коре позволяет сделать заключение, что эти показатели могут изменяться в широком диапазоне, который будет зависеть, например, от степени метаморфической переработки.

Для изучения петрофизических характеристик пород нижней коры нами исследованы вещественный состав и упруго-анизотропные свойства 15 образцов гранатовых гранулитов, отобранных из ксенолитов в трубке взрыва на о. Еловом, Кандалакшский залив Белого моря. Ксенолиты детально описаны многими исследователями [Шарков, Пухтель, 1987; Ветрин, Калинин, 1992]. Имеющиеся данные позволяют определить возрастной интервал возникновения минеральных парагенезисов ксенолитов в пределах 2.84 ± 0.26 млрд. лет и глубину образования гранатовых гранулитов в 25-40 км. Последнее отвечает современной глубине залегания нижней коры региона.

Отобранные образцы глубинных ксенолитов отличаются широким диапазоном изменения минерального состава. В некоторых образцах доля плагиоклаза составляет 85%, в других преобладает гранат (до 60%) и клинопироксен (также до 60%). Вариации плотности составляют 2.77-3.63 г/см³ и обусловлены соотношением

плагиоклаз – гранат+пироксен, причем верхние значения, - за счет высокого содержания граната и пироксена. По данным определений средние значения скорости распространения продольных колебаний для *PT*-условий залегания пород составляют 6.5-7.7 км/с. Основным минералом, приводящим к повышению скорости распространения продольных и поперечных волн, является гранат. Поскольку на глубинах 25-40 км микротрещиноватость внутри и на границах минеральных зерен должна отсутствовать, полученные зависимости величин скорости, обусловленных только минеральным составом, указывают на возможность прогноза содержания гранатсодержащих глубинных пород по данным сейсмических исследований.

Акустополярископия выявила, что образцы с преимущественным содержанием граната и пироксена существенно более однородны и изотропны, чем образцы с большим содержанием плагиоклаза. Диаграммы образцов с высоким содержанием граната и пироксена, полученные при параллельных векторах поляризации близки к круговым, почти без признаков наличия эффекта ЛААП. В целом, анизотропия гранатовых гранулитов является слабой, а показатели упругой анизотропии изменяются в довольно узких пределах: по продольным волнам – 1-5%, по поперечным – 2-10%. Породы, содержащие большой процент граната и пироксена, не могут обладать высокой упругой анизотропией за счет того, что сами эти минералы слабоанизотропны. Плагиоклаз является сильно анизотропным минералом. Однако образцы, содержащие высокий процент плагиоклаза, за счет разориентированности кристаллографических осей зерен, слагающих породу, показали низкие значения измеренной анизотропии. Слабая упругая анизотропия образцов указывает на то, что на глубинах, с которых вынесены данные ксенолиты, напряженное состояние пород близко к гидростатическому. Это может быть объяснено, вероятно, реологией пород под действием *PT*-условий, характерных для нижней коры.

Сравнение результатов петрофизического изучения пород средней и нижней коры позволяет отметить преобладание более плотных и более скоростных минералов в породах нижней коры. Минеральный состав пород средней коры более разнообразен, преобладают плагиоклаз, биотит, роговая обманка. Для пород нижней коры наиболее характерны плагиоклаз, клинопироксен и гранат. Породы нижней коры обладают существенно более низкой скоростной анизотропией. Полученные данные указывают на слабое влияние палеотектонических сил при формировании структурно-текстурных особенностей этих пород. Можно полагать, что на глубинах 25-40 км различия между вертикальной и горизонтальной

компонентами поля палеонапряжений были не очень значимыми. Полученные данные могут объяснить понижение «контрастности» сейсмических разрезов, получаемых геофизическими методами в пределах нижней коры.

Работа выполнена по тематике проектов №№ 07-05-00100-а, 10-05-00082, поддержанных Российским фондом фундаментальных исследований.

Литература

1. Ветрин В.Р., Калинин М.М. Реконструкция процессов внутрикорового и корово-мантийного магматизма и метасоматоза. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН. 1992. 110 с.
2. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований / Под ред. Орлова В.П., Лаверова Н.П. М.: МФ "Технонефтегаз". 1998. 260 с.
3. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Шарова Н.В., Митрофанова Ф.П., Вербы М.Л., Гиллена К.. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2005. 318 с.
4. Шарков Е.В., Пухтель И.С. Минералы эклогитов (гранатовых вебстеритов) и эклогитоподобных пород из трубки взрыва о-ва Еловый (Кольский полуостров). Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука. 1987. С. 127-148.

EVALUATION OF ELASTIC-STRUCTURAL PROPERTIES OF METAMORPHIC ROCKS OF THE MIDDLE AND LOWER CRYSTALLINE CRUST (KOLA PENINSULA)

Gorbatsevich F.F., Vetrin V.R., Trishina O.M., Kovalevskiy M.V.

Geological Institute Kola Science Centre RAS, Apatity,

gorich@geoksc.apatity.ru

A comparison of elastic-anisotropic properties of metamorphic rocks of the middle and lower crystalline crust (Kola Peninsula) has been made. It was revealed that in terms of velocity anisotropy rocks of the middle crust are much more diverse than the lower crust rocks. The data obtained indicate a weak influence of paleotectonic forces in generation of structural-textural features of rocks.

ПЛАВЛЕНИЕ ФЛЮИДСОДЕРЖАЩЕГО ПЕРИДОТИТА:
МИНЕРАЛОГО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРИ
ДОКРИТИЧЕСКИХ И НАДКРИТИЧЕСКИХ Р-Т УСЛОВИЯХ

Горбачев Н.С., Костюк А.В., Некрасов А.Н

Институт экспериментальной минералогии РАН (ИЭМ РАН)

gor@iem.ac.ru

Введение. С плавлением верхней мантии связано формирование основных, ультраосновных, кимберлитовых и карбонатитовых магм. Процессы мантийного магмообразования протекают при участии флюидов, которые стимулируют плавление, оказывают эффективное влияние на фазовые соотношения мантии, состав генерируемых расплавов. Одной из особенностей флюидсодержащих силикатных систем является существование критических соотношений, обусловленных высокой взаимной растворимостью флюида в силикатном расплаве и силикатов – во флюиде с увеличением Р и Т. При достижении критических Р и Т свойства и составы расплава и флюида одинаковы. При Р и Т выше критической точки наблюдается полная смешимость между расплавом и флюидом (рис. 1).

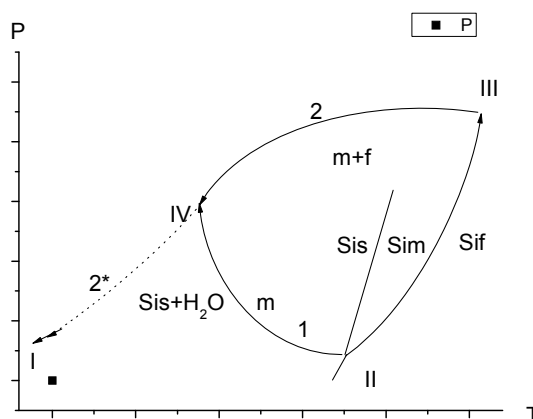


Рис. 1. Схематическая Р-Т диаграмма фазовых соотношений в системе силикат Si-H₂O. 1-водонасыщенный солидус силиката, 2-критическая линия – Р-Т-Х тренд критических точек от критической точки чистого силиката III до второй конечной критической точки IV (second critical end point) на пересечении водонасыщенного солидуса силиката стабильной частью критической линии. 2*-метастабильная часть критической линии, заканчивающей в критической точке воды I. Обозначения: s-твердое, m-расплав, f-флюид.

Состав и свойства надкритического флюидорасплава зависят от соотношения силикатной и флюидной компонент (линия 2 на рис. 1). При промежуточных составах в надкритических флюидорасплавах существуют кластеры, свойственные как расплаву, так и флюиду. Двойственная природа надкритических флюидорасплавов проявляется в фазовом составе материала, образующего при их закалке [1]. При Р-Т выше конечной критической точки не существует солидуса силиката.

Экспериментально критические соотношения наблюдались в вододержащих силикатных системах различного состава (кварц, альбит, нефелин, базальт (эклогит), перидотит+базальт). Переход системы в надкритическое состояние и оценка критических Р-Т параметров фиксировалось различными методами: визуально по гомогенизации 2-х фазной системы расплав-флюид на аппаратуре с алмазными наковальнями [1], по составам закалочного водосодержащего стекла и флюида с использованием алмазных ловушек [2], по особенностям фазового состава и строения (структуры) экспериментальных образцов [3].

В данной работе приводятся результаты экспериментального изучения плавления перидотита и эклогита в интервале $P=1,5-4,0$ ГПа, $T=1250-1450^{\circ}\text{C}$ с флюидом различного состава. Эксперименты проводились в ИЭМ РАН на твердофазовой аппаратуре типа ЦП и НЛ. Использовалась методика прямого плавления исходного материала в насыщенных железом Pt ампулах и многоампульная методика с Pt и перидотитовой ампулами. Тестом перехода системы в надкритическое состояние служили особенности фазовых соотношений и текстуры закалочных экспериментальных образцов.

Результаты экспериментов и их обсуждение. На рис. 2 приведены микрофотографии, характеризующих фазовые соотношения и структуру образцов при плавлении системы перидотит-базальт-сульфид при $T=1450^{\circ}\text{C}$, $P=4$ ГПа с $\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$ и H_2O флюидами с использованием методики перидотитовой ампулы.

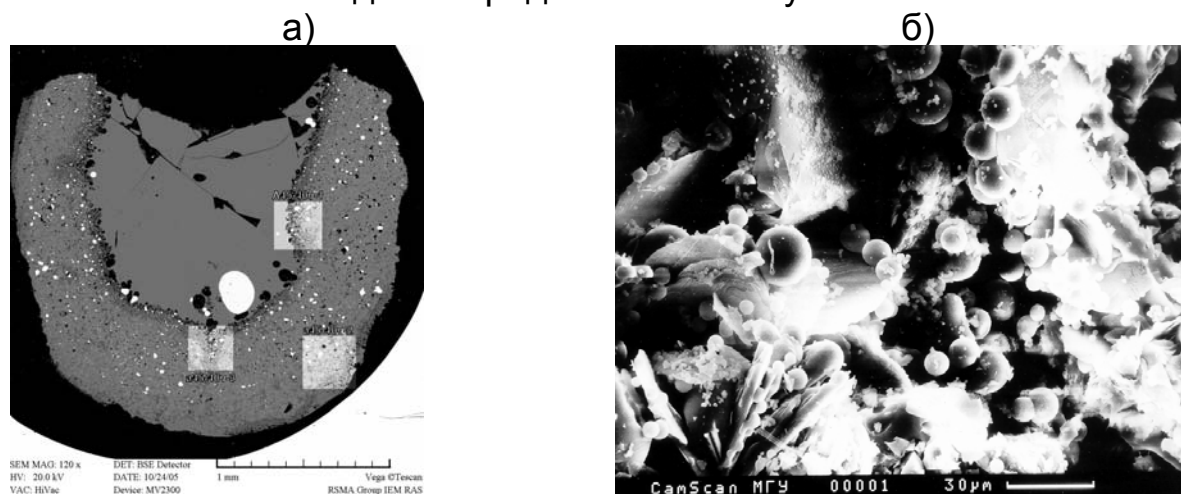


Рис. 2. Микрофотография полированных шлифов экспериментальных образцов во вторичных электронах. Система перидотит-базальт-летучий. $T=1400^{\circ}\text{C}$, $P=4$ ГПа. Слева – с $\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$, докритические условия, сохраняется исходное строение образца. Справа – та же система с H_2O флюидом, надкритические условия. Наблюдается полная дезинтеграция и перидотита и базальта исходного образца после опыта, свидетельствующее о достижении конечной критической точки при 1400°C , 4 ГПа.

В экспериментах с $\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$ (рис. 2, 1а) сохранялось исходное строение образца: перидотовая ампула, заполнена силикатным

стеклом, продуктом закалки базальтового расплава с включениями сульфидной фазы – закалочного сульфидного расплава, темная полоса – реакционная зона базальтовый расплав-перидотит. Состав расплава – оливин-базальтовый, ликвидусной ассоциации, (на границе со стеклом) – гарцбургитовый (Ol+OPx), Аналогичные соотношения характерны также для экспериментов с H₂O флюидом при P=1.5-2.5 ГПа, T=1250-1350°C. Наблюдаемые особенности фазового состава и структуры образцов свидетельствуют о том, при данных составах критические P и T не достигались.

Многочисленные эксперименты показали, что при плавлении перидотита и эклогита как в «сухих» условиях, так и в присутствии летучих, независимо от экспериментальной методики (прямое плавление, метод перидотитовой ампулы) закалочные образцы характеризуются массивной структурой, обусловленной тем, что силикатное стекло - закалочный силикатный расплав, цементирует силикатные и оксидные (ликвидусные) минералы. При медленном охлаждении происходит кристаллизация силикатного расплава, давая полнокристаллические образцы. Образование в некоторых условиях закалочных фаз, расплавов (сульфидных, карбонатных), несмешиваемых с силикатным, не изменяют массивную структуру образца (рис. 3).

В экспериментах с H₂O флюидом (рис. 2 б) при T=1400°C, P=4 GPa и тех же исходных составах наблюдалась полная дезинтеграция закалочных образцов, состоящих из не связанной смеси микролитов силикатных минералов и их сростков игольчатой, дендритовой формы, с глобулями силикатного стекла, сульфидов. Обращает внимание многофазный, неравновесный минеральный состав образцов. Дезинтеграция образцов, отсутствие признаков частичного плавления – межзернового расплава, ликвидусной ассоциации свидетельствуют о критических соотношениях в системе при P и T близких к конечной критической точке.

При частичном плавлении флюидсодержащего перидотита критические P и T могут достигаться только между расплавом и флюидом. При этом надкритический флюидорасплав взаимодействует с перидотитом (рис.3). Взаимодействие надкритического базальтового флюидорасплава с перидотитом наблюдалось в системе перидотит-базальт-сульфид-щелочно-водно-карбонатный флюид при 1400°C. 4 ГПа (рис.3 а, б). Внутренняя часть перидотитовой ампулы заполнена продуктами закалки базальтового флюидорасплава - рыхлой несвязанной смесью микролитов полиминерального состава - силикаты, карбонаты, сульфидные и алюмо-силикатные микроглобули (рис. 3 а). Отсутствие межзернового расплава приводит к разрушению внешней перидотитовой ампулы. Реакционные соотношения Ol-OPx-CaCpx-KCpx-карбонат, образование флогопита, Al-Si глобуль обусловлены взаимодействием надкритического флюидорасплава с минералами рестита (рис. 3. а, б).

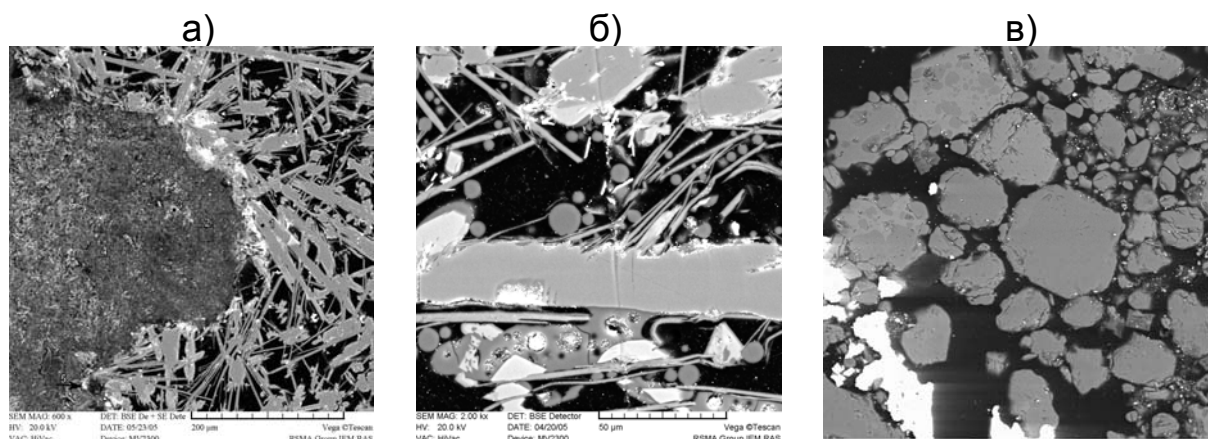


Рис. 3. Микрофотография полированных шлифов экспериментальных образцов во вторичных электронах. Перидотитовая ампула, а - внутренняя часть, б - наружная часть, в - деструкция перидотитовой ампулы; в - система перидотит- H_2O , «галечная» структура.

Взаимодействие надкритического водно-базальтового флюидо расплава с перидотитом в системе перидотит- H_2O при 4 ГПа и $1450^{\circ}C$ приводит к формированию закалочных «брекчий» с характерной «галечной» структурой, состоящих из изолированных окатанных выделений Ol, Opx, Cpx состава (реликты перидотита) с новообразованным цементом гранат-клинопироксенового (рис. 3 в).

При медленном охлаждении сохраняется «галечная» структура. Деструкция мантийного субстрата при взаимодействии с надкритическими флюидорасплавами может иметь важное значение в тектонике - формировании ослабленных зон, разломов в литосфере.

Поддержка -РФФИ 09-05-01131, ОНЗ РАН т.2

Литература

1. H. Bureau, H. Keppler. Complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids in the upper mantle: experimental evidence and geochemical implications // Earth Planet, 1999. Sci. Lett. 165. p.187-196.
2. R. Kessel, P. Ulmer, T. Pettke, M.W. Schmidt, A.B. Thompson. The water-basalt system at 4 to 6 GPa: Phase relations and second critical endpoint in a K-free eclogite at 700 to $1400^{\circ}C$ // Earth and Planetary Science Letters, 2005. V. 237. P. 873-892.
3. Горбачев Н.С. Надкритическое состояние в водосодержащей мантии (по данным экспериментального изучения флюид содержащего перидотита при $P=40$ кбар, $T=1400^{\circ}C$) // ДАН. 2000. 371.3. С. 362-365.

MELTING OF FLUID-BEARING PERIDOTITE: MINERALOGICAL AND TEXTURAL PECULIARITY AT SUBCRITICAL AND UNDERCRITICAL CONDITIONS

Gorbachev N.S., Kostyuk A.V., Nekrasov A.N. (IEM RAS)

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СВЕРХКРИТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОРАСПЛАВОВ С ПЕРИДОТИТОМ МАНТИИ: ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И ФАЗОВЫХ СООТНОШЕНИЙ

Горбачев Н.С., Некрасов А.Н.

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

Введение. Процессы мантийного магмообразования протекают при участии флюидов. Флюиды оказывают эффективное влияние на фазовые соотношения и плавление мантии. В зависимости от Р-Т силикатные флюидсодержащие системы могут находиться в докритических и сверхкритических условиях. Существование сверхкритических флюидорасплавов в мантийных магматических системах обусловлено высокой растворимостью флюида в силикатном расплаве и расплава - во флюиде при высоких Р-Т. При приближении к критической точке K составы расплава и флюида сближаются. В критической точке наблюдается полная смешимость между расплавом и флюидом, а во второй конечной критической точке $2KT$ – между солидусными фазами, расплавом, флюидом, что затрудняет определение солидуса.

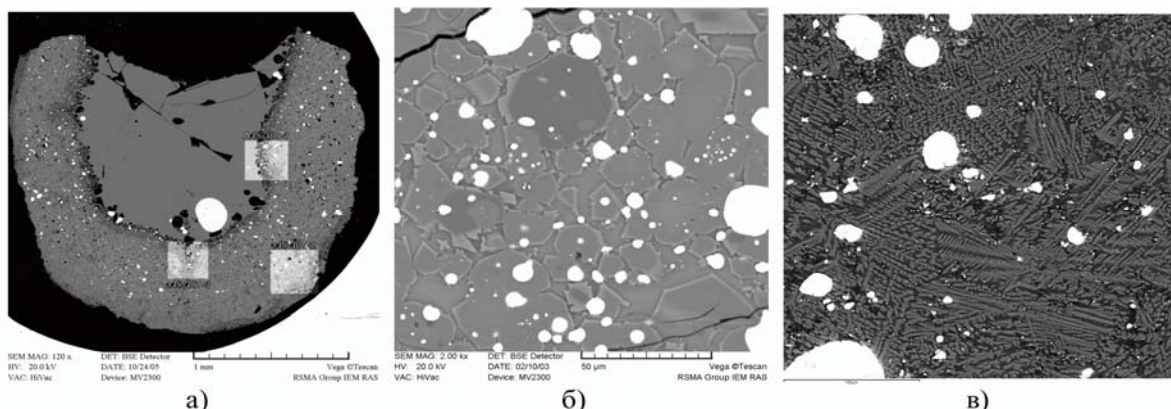
О существовании в верхней мантии критических соотношений свидетельствует состав флюидно-расплавных включений в алмазах, который изменяется от существенно силикатного до существенно флюидного, а также экспериментальные данные. Критические соотношения наблюдались при плавлении водосодержащих силикатных систем мономинерального (SiO_2 , Ab, Ne, Cpx) и сложного состава – гаплогранит, базальт (эклогит), перидотит+базальт. Состав сверхкритических флюидорасплавов зависит от соотношения силикатной и флюидной компонент. Можно ожидать, что при промежуточных составах в сверхкритических флюидорасплавах могут существовать кластеры, свойственные как расплаву, так и флюиду. Двойственная природа сверхкритических флюидорасплавов проявляется в структуре и фазовом составе экспериментального материала, образующего при закалке сверхкритических флюидорасплавов.

В экспериментах переход системы в сверхкритическое состояние и критические Р-Т фиксировались различными методами: *in situ*, (визуальными, по гомогенизации системы расплав-флюид на аппаратуре с алмазными наковальнями; спектроскопическими); закалочными, (по особенностям структуры и фазового состава экспериментальных образцов; по составу закалочного водосодержащего стекла и флюида в алмазных ловушках). Однако эти эксперименты не в полной мере характеризуют взаимодействие сверхкритических флюидорасплавов с веществом мантии.

Эксперимент. С целью изучения особенностей структуры и фазового состава флюидсодержащей мантии при взаимодействии сверхкритических флюидорасплавов с перидотитом система пери-

дотит±базальт-флюид изучена в интервале 1100-1400°C, 1.5-4 ГПа. Эксперименты проводились в ИЭМ РАН на твердофазовой аппаратуре типа ЦП и НЛ. Использовалась закалочная многоампульная методика с Pt-перидотитовой ампулами и методика плавления перидотита в Au и насыщенных железом Pt ампулах. Источником флюида служили водосодержащие базальтовые стекла, дистиллированная H_2O , $H_2C_2O_4 \cdot 2H_2O$, $(K,Na)_2CO_3$.

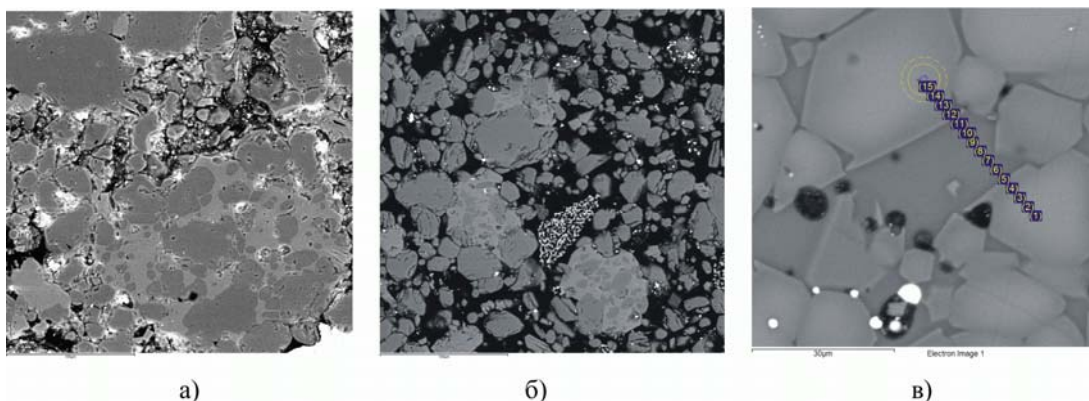
Результаты. Тестом перехода системы в сверхкритическое состояние служили особенности фазовых соотношений и структуры закалочных экспериментальных образцов. Установлено, что при частичном плавлении перидотита при докритических P-T (в системах с H_2O флюидом при $P < 3.5$ ГПа, $T \leq 1400^\circ C$, с $H_2O + CO_2$ флюидом - во всем изученном P-T интервале), независимо от методики, закалочные образцы характеризовались массивной структурой, обусловленной тем, что силикатное стекло - закалочный силикатный расплав в перидотитовой ампуле (рис.1а), и в межзерновом пространстве перидотита (рис.1б) цементировали образец. Закалочные образцы состояли из силикатного стекла, Ol, Орх, ±Срх рестита перидотита, реакционных минералов, образующихся при взаимодействии силикатных расплавов с перидотитом. Образование закалочных фаз, несмесимых расплавов (сульфидных, карбонатных) не изменяли массивную структуру образца (рис.1б, в).



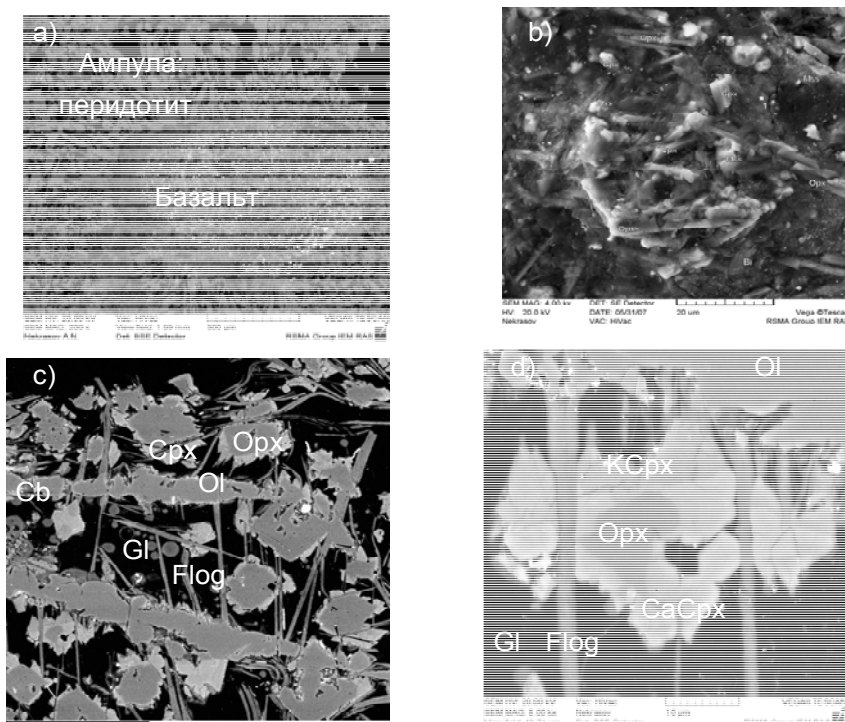
При сверхкритических P-T флюидорасплавы не закалываются в массивное стекло. В системе перидотит (ампула)-базальт-сульфид- H_2O при $P = 4$ ГПа, $T = 1400^\circ C$ наблюдалась полная дезинтеграция перидотитовой ампулы. Закалочные образцы были представлены рыхлым материалом, состоящим из смеси микролитов силикатных минералов, оксидов и их сростков игольчатой, дендритовой формы, с глобулями Al-Si стекла, сульфидов. Эти особенности структуры и фазового состава свидетельствуют о том, что 4 ГПа, $1400^\circ C \geq P-T$ второй конечной критической точки для этой системы.

При частичном, пленочном, плавлении системы перидотит- H_2O при 1100-1200°C, 3.8 ГПа критические P-T достигались между межзерновыми расплавами и водным флюидом. Отсутствие межзернового расплава приводит к дезинтеграции закалочных образцов. Об-

разующийся при этом сверхкритический флюидорасплав взаимодействует с перидотитом. Для закалочных образцов характерна «галечная» структура, образованная изолированными реликтами перидотита Ol, Орх, Срх состава и закалочными «брекчиями», в которых реликтовые Ol, Орх обрастают, сцементированы, реакционным агрегатом, состоящим из граната, клинопироксена, периклаза (рис. 2а,б). При частичном плавлении H₂O-содержащего перидотита при докритических Р-Т (1250°С, 2,5 ГПа), закалочные образцы с массивной структурой состоят из реститовой ассоциации Ol+Орх+Срх, сцементированной межзерновым стеклом (рис. 2в).



В экспериментах с Pt-перидотитовой ампулами взаимодействие надкритических флюидорасплавов с перидотитом было изучено в системе перидотит-базальт-сульфид-щелочно-водно-карбонатный флюид при T=1100-1400°С, 4 ГПа. В этих экспериментах при закалке сверхкритического флюидорасплава, в отличие от докритических Р-Т (рис.1а) массивное силикатное стекло в перидотитовой ампуле не образуется. Внутренняя ее часть заполнена тонким порошком, состоящим из микролитов силикатов, карбонатов, микроглобулей алюмо-силикатных стекол и сульфидов - продуктами закалки щелочнобазальтового сверхкритического флюидорасплава (рис. 3а,б). Отсутствие межзернового расплава в перидотите приводит к деструкции перидотита ампулы. Перидотитовая ампула состояла из изолированных реликтовых агрегатов Ol, Орх, ± Са-Срх состава, обрастающих реакционными минералами и закалочными фазами. Замещение Ol, Орх перидотита Са- и К-содержащими клинопироксенами, карбонатом, присутствие закалочных фаз - флогопита, глобуль Al-Si стекла, обусловлено закалкой сверхкритического флюидорасплава и его взаимодействием с минералами перидотита (рис.3с,д).



Выводы. Полученные результаты свидетельствуют о том, что в флюидсодержащей верхней мантии, астеносфере, могут существовать сверхкритические флюидорасплавы, которые могли играть важную роль в мантийном метасоматозе, плавлении метасоматизированной мантии и формировании щелочных, карбонатитовых и кимберлитовых магм. 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 гранта РФФИ 12-05-00777а.

EXPERIMENTAL MODELING INTERACTION OF SUPERCRITICAL FLUID-MELTS WITH MANTLE PERIDOTITE: PARTICULARITY OF STRUCTURE AND PHASE RELATIONSHIP

Gorbachev N.S., Nekrasov A.N.

Institute of experimental mineralogy of Russia academy of Science, (IEM RAS), Chernogolovka. gor@iem.ac.ru

The interaction of supercritical fluid-melts with peridotite were studied experimentally at 1100-1400°C, and 1.5-4 Gpa. The test of change-over system from undercritical to supercritical condition were particularity of structure and phase relationship of experimental samples.

АССОЦИИРОВАННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДЕФЕКТОВ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ РЕШЁТКИ И ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ МИНЕРАЛОВ ПРИ ТЕМПЕРАТУРАХ 100 -1000°C

Гусейнов А.А.

Институт проблем геотермии Дагестанского НЦ РАН (ИПГ ДНЦ РАН)
guseinov_abdulla@mail.ru

Графики зависимости удельной электропроводности σ биотитов и флогопитов от температуры (19 и 20 образцов соответственно) в системе координат $\lg \sigma = f(1/T)$ представляют собой семейства прямых, проявляющих изломы при характерных температурах, наблюдается спектр значений энергии активации E_0 . В пределах каждого температурного интервала выполняется изменение σ от абсолютной температуры T по экспоненциальному закону $\sigma = \sigma_0 \exp(-E_0/kT)$, что характерно для ионного механизма проводимости диэлектриков [Лидьярд, 1962]. Ионный механизм электропроводности в слюдах и полевых шпатах доказывается достаточно корректным выполнением соотношения Нернста-Эйнштейна при наших исследованиях [Гусейнов, Гаргацев, 2001].

Учитывая установленные нами общие закономерности в изменении зависимостей $\lg \sigma = f(1/T)$, анализ результатов исследования электропроводности проведён на примере биотита В-1336 и флогопита С-225-52Ф (рис. 1). На графике флогопита С-225-52Ф самая низкотемпературная область, состоящая из нескольких участков с E_0 от 0.80 до 1.70 эВ, переходит при 876 °С в область с $E_0 = 0.52$ эВ, которая замыкает область примесной проводимости. Последняя область в интервале 960-1000 °С связана с собственным механизмом проводимости с максимальным значением $E_0 = 2.95$ эВ.

Согласно современным представлениям минералогии, ионная модель кристаллов применима для минералов даже со слабо проявленным ионным характером связей, поэтому слюды следует рассматривать как соединения с преобладающим ионным характером межатомных связей. На рис. 1 линия 1 представляет схематическую зависимость ионной проводимости кристалла от $1/T$. Сравнение графиков биотитов и флогопитов с этой зависимостью показывает их симбатный ход. Прежде всего, это участок I собственной проводимости с энергией активации $E_1 + E_{обр.}/2$, где E_1 – энергия миграции, $E_{обр.}$ – энергия образования дефекта Шоттки. При более низких T , участок II, проводимость является примесной, концентрация носи-

телей зарядов определяется лишь примесными эффектами и не зависит от температуры. В этом случае проводимость управляется энергией активации миграции вакансии E_1 :

$$\sigma = \sigma_0 \exp(-E_1/kT).$$

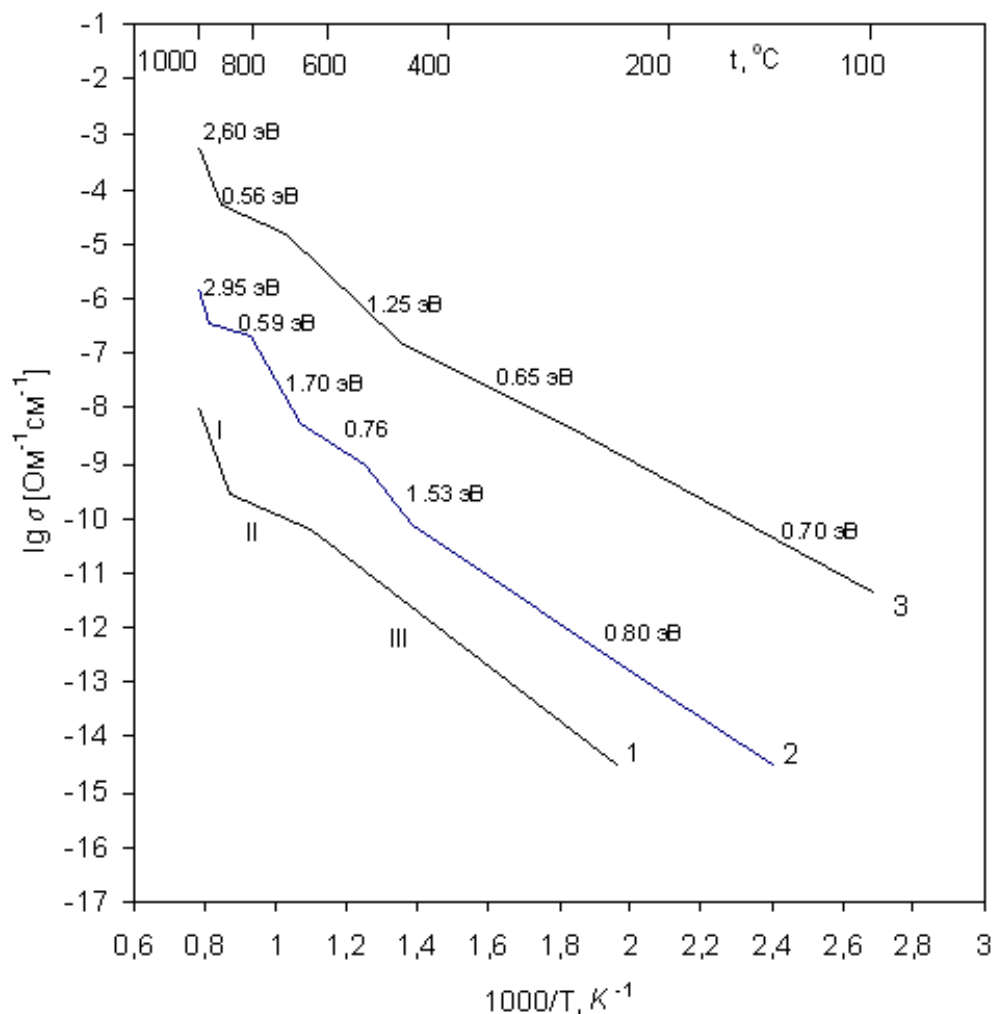


Рис. 1. Зависимость электропроводности от температуры: 1 – общая схема; 2 – флогопит С-225-52Ф; 3 – биотит В-1336

Ещё ниже следует участок III, где катионные вакансии и ионы гетеровалентной примеси образуют ассоциированные комплексы. Для возможности движения вакансии необходима дополнительная энергия на диссоциацию комплекса $E_{\text{дисс}}$, которая равная энергии ассоциации комплекса E_a , поэтому на участке III энергия активации больше, чем на участке II. Электропроводность на участке III равна

$$\sigma = \sigma_0 \exp[-(E_1 + E_a/2)/kT],$$

где E_a – энергия ассоциации комплекса. Все величины – E_1 , $E_{обр}$ и E_a можно определить из результатов исследования зависимости $\lg \sigma = f(1/T)$.

В области примесной проводимости возрастание электропроводности с температурой, вследствие очень слабой зависимости концентрации носителей заряда от температуры, обусловлено экспоненциальной зависимостью подвижности μ вакансий от абсолютной температуры T :

$$\mu = \mu_0 \exp(-E_1/kT),$$

где μ_0 – предэкспоненциальный множитель. В случае собственной проводимости, при высоких температурах, концентрация вакансий, образующихся термическим путем, значительно превышает концентрацию вакансий, обусловленную примесями. Вследствие исчезающе малого влияния примесных эффектов на собственную электропроводность, при этих условиях кристалл можно рассматривать как чистый. Теперь уже число вакансий n зависит от температуры согласно уравнению Аррениуса:

$$n = N \text{ const} \exp(-E_{обр}/2kT),$$

где $E_{обр}$ – энергия образования вакансии, N – общее число частиц в кристалле. Здесь $E_{обр}/2$ есть энергия активации образования катионной вакансии, то есть половина энергии, требующейся на образование одного дефекта Шоттки. Подвижность вакансий по-прежнему будет зависеть от температуры по уравнению (3.4). Тогда в целом электропроводность в области собственной проводимости подчиняется уравнению

$$\sigma = N \text{ const} \exp(-E_1/kT) \exp(-E_{обр}/2kT) = \sigma_{02} \exp(-(E_1 + E_{обр}/2)/kT) = \sigma_{02} \exp(-E_2/kT).$$

Отсюда следует, что $E_2 > E_1$, при этом для ионных кристаллов обычно $E_2 \approx 2E_1$, а $\sigma_{01} \ll \sigma_{02}$.

Одним из прямых методов обнаружения ассоциированных комплексов дефектов является изучение диэлектрических потерь в кристаллах [Лидьярд, 1962; Мурин, Лурье, 1967]. Этим методом нами экспериментально доказано существование в слюдах ассоцииро-

ванных комплексов дефектов, которые устойчивы даже при высоких с кинетической точки зрения температурах, порядка 700-800 °С. Надо отметить, что рассматриваемые комплексы играют исключительно важную роль в кинетических процессах и при минералообразовании.

Диссоциация комплексов дефектов решётки, формирующая механизм электропроводности в минералах, является термоактивируемым процессом, поэтому он может быть одной из причин проявления электрических и сейсмических процессов в земной коре.

Литература

1. Лидьярд А. Ионная проводимость кристаллов. М.: Изд-во иностр. литературы. 1962. 220 с.
2. Гусейнов А.А., Гаргацев И.О. Диффузия калия и электролитическая миграция в силикатных минералах // Фазовые превращения в твердых растворах и сплавах. ОМА-11. Второй Международн. Симпозиум. 24-26 сентября 2001 г. Сочи, Лазаревское. Статьи и тезисы. Россия. Ростов н/Д.: 2001. С. 110-112.
3. Мурин А.Н., Лурье Б.Г. Диффузия меченых атомов и проводимость в ионных кристаллах. Л.: Изд-во ЛГУ. 1967. 100 с.

ASSOCIATED COMPLEXES OF CRYSTAL LATTICE DEFECTS AND ELECTRICAL CONDUCTIVITY OF MINERALS AT 100 -1000°C

Guseinov A.A.

Institute for Geothermal Problems Dagestan (IPG of DSC) RAS

guseinov_abdulla@mail.ru

The electrical properties of micas (biotite and phlogopite) are examined at temperatures of 100–1000 °C. It is established that the factor responsible for the shape of the mentioned temperature dependence is that the formation of an extrinsic mechanism of conduction is dominated by the defects (associated into complexes) in the crystal lattices of the minerals. These complexes play an important role in the natural metamorphic processes.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И СОСТАВ КАМЕННО-ЛЕДЯНЫХ ПЛАНЕТЕЗИМАЛЕЙ В РЕГИОНЕ САТУРНА

Дорофеева В.А.

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

Система Сатурна очень сложна, содержит множество разнообразных по свойствам объектов, при образовании которых участвовали каменно-ледяные планетезимали. Поэтому реконструкция условий их образования, состава и свойств очень важна для исследования эволюции системы Сатурна и всей внешней части Солнечной системы.

Одной из важнейших характеристик каменно-ледяных тел является их плотность (ρ), поскольку ее значение отражает соотношение ледяной и каменной компоненты (ice/rock) в этих телах. Оценим плотности (ρ) каменно-ледяных тел, которые образуются в системе солнечного состава в процессе ее охлаждения. Полученные значения сопоставим со значениями ρ ряда спутников Сатурна.

Ключевым вопросом для решения поставленной задачи является корректная оценка содержания водяного пара в системе, которое определяется, прежде всего, относительной распространенностью кислорода. Кислород распределен между железо-каменной и ледяной фракциями. Состав минералообразующих компонентов во внешней части Солнечной системы можно оценить из данных по составу кометной пыли и CI хондритов, и, таким образом, достаточно точно рассчитать в ней и долю кислорода от ΣO в системе. Сложнее обстоит дело с оценкой содержания водяного пара, превратившегося при охлаждении небулы до $T < \sim 150 - 140 K$ в кристаллический лед.

В газовой фазе небулы помимо H_2O_g существовали и иные кислород содержащие соединения – это прежде всего окись и двуокись углерода (CO и CO_2). Результаты расчета равновесных соотношений компонентов в газовой фазе небулы показывает, что при низких T ($< 400 K$) практически весь углерод находится в форме CH_4 , а весь кислород, не связанный в фазу rock – в H_2O . В этом случае массовое соотношение (ice/rock) будет $\approx 1:1$, а итоговая плотность тела составит $\approx 1.42 \text{ г/см}^3$ (рис. 1).

Однако в реальных условиях небулы состав ее газовой фазы не был равновесным. Как показывают экспериментальные данные, реакция

$CO_g + 3H_{2g} = CH_{4g} + 3H_2O_g$ кинетически ингибирована уже при $T \sim 700 K$ и, следовательно CO должна была присутствовать в значимых количествах. Кроме того, в ней должна была быть и двуокись углерода, поскольку на поверхности практически всех исследованных КА «Cassini» спутников Сатурна найден лед CO_2 . И, наконец, в

межзвездных молекулярных облаках наблюдается не только CO, но и тугоплавкие органические соединения (в основном CHON, присутствующие в веществе комет), куда возможно входит до 50% ΣC [Polack et al., 1994]. Еще одним важным фактором, Кроме того, на результаты расчета влияет неопределенность наших знаний относительных содержаний летучих элементов в газе солнечного состава, в особенности это касается содержаний кислорода и водорода. Сравнение таблиц солнечных обилий показывает, что значение C/O в них колеблется от 0.42 (Anders, Grevesse, 1989) до 0.62 (Anders, Ebihara, 1982).

При расчете возможного диапазона плотности rock-ice конденсата в области образования Сатурна мы использовали таблицы солнечных обилий (Lodders, 2010), в которых C/O = 0.46, а для сравнения таблицы (Lodders, 2003), где C/O=0.50. В расчетах также было принято $\rho_{ice}=0.944$, $\rho_{org} = 1.7$, $\rho_{silicates} = 3.36$, $\rho_{FeS+FeO} = 4.88 \text{ г/см}^3$ (Johnson, Lunine, 2005).

Полученные результаты (рис.1, жирные сплошная и пунктирная линии) показывают, что при изменении параметров задачи в наиболее вероятных пределах CO/ ΣC от 0 до 0.4 и $C_{org.tb}/\Sigma C$ от 0 до 0.5 дает изменение удельной плотности конденсата (при нулевой пористости) от 1.42 до 1.54 г/см^3 (выделенный прямоугольник), а с учетом неопределенности валового состава, показанные на рис. 1 тонкой сплошной и пунктирной линиями, до 1.62 г/см^3 . В этот интервал попадает ρ Дионы, однако плотность двух других крупнейших регулярных спутников Сатурна - Реи и Тефии существенно ниже этих значений. Все три спутника – крупные ($D=1000-1500 \text{ km}$), что позволяет предполагать для них нулевую пористость, и расположены они относительно близко друг от друга (в пределах 5-9 R_{Sat}). Поэтому вероятнее всего, значения ρ Реи и Тефии нуждаются в уточнении.

Уточненное «Cassini» значение ρ Энцелада = 1.61 г/см^3 может свидетельствовать, что некоторая часть H_2O была им потеряна в ходе извержения водных плюмов. Это подтверждают экспериментальные данные «Cassini», показавшие генетическую связь вещества кольца F Сатурна и водных плюмов Энцелада.

Что касается плотности Титана, то как видно из рис. 1, во всем диапазоне изменений значений CO/ ΣC и $C_{org.tb}/\Sigma C$ в системе солнечного состава получить ρ rock-ice конденсата = 1.88 г/см^3 невозможно. В ряде работ предполагается, что некоторая часть H_2O была израсходована в реакции серпентинизации и последующего образования CH_4 атмосферы Титана путем восстановления CO_2 . Но это не могло столь радикально повысить плотность вещества спутника. Более вероятно, что зародыш(и) Титана начал формироваться при $T > 150 \text{ K}$, когда H_2O находилась еще в газовой фазе. То, что это в принципе было возможно, подтвердим следующим тезисом.

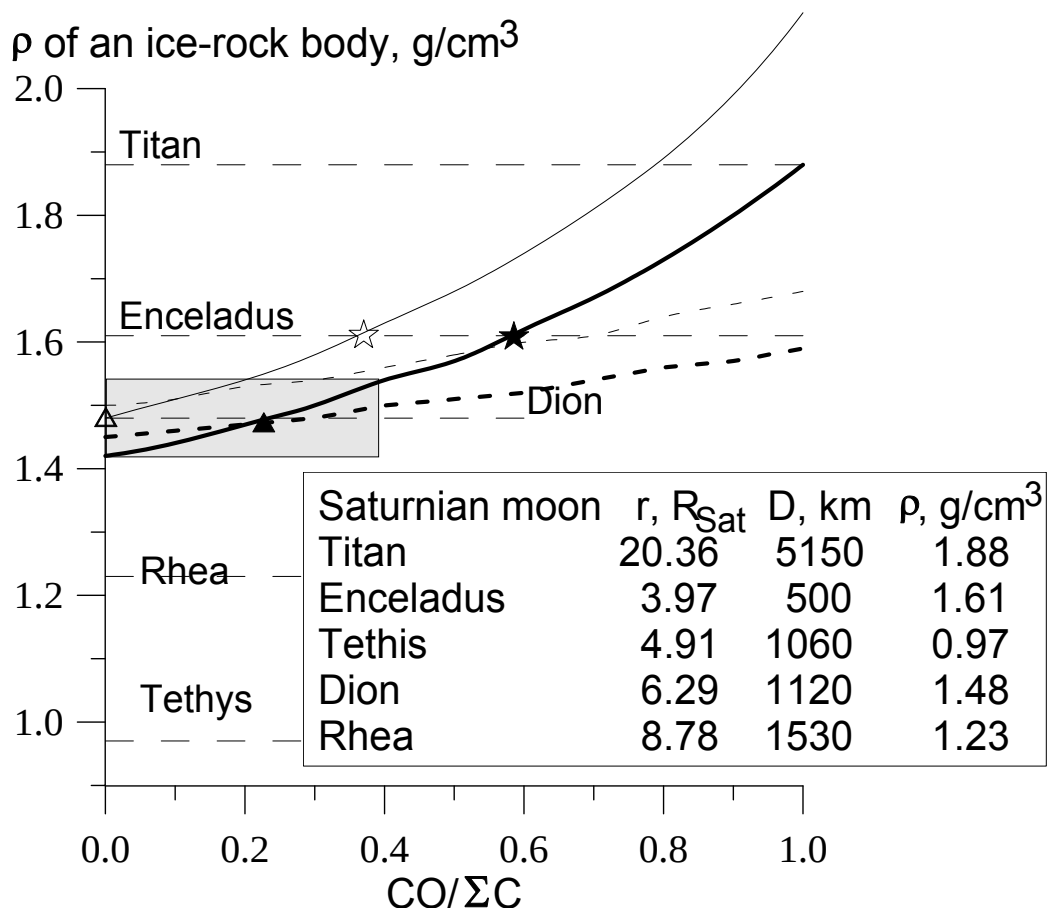


Рис. 1. Зависимость удельной плотности конденсата от соотношения $CO/\Sigma C$. Сплошные линии – без учета образования CHON, пунктир – $C_{org}/\Sigma C = 0.5$. Жирные линии соответствуют результатам расчета при валовом составе системы по (Lodders, 2010, $C/O = 0.46$), тонкие – по (Lodders, 2003, $C/O = 0.50$).

Титан имеет массивную атмосферу Титана, которая создает на поверхности $P = 1.5$ бар и состоит ~ 95 мол % из N_2 и ~ 5 мол % CH_4 . Общепринято, что в состав Титана летучие вошли в форме твердых кристаллогидратов и клатратных гидратов. Но их образование могло произойти только в том случае, если в регионе Сатурна лед H_2O присутствовал в кристаллической форме. А это означает, что первичный аморфный лед небулы был испарен, что требует при давлениях $10^{-6} - 10^{-8}$ бар $T > 140K$. Анализ граничных условий термических моделей околосолнечного газо-пылевого диска [Дорофеева, Макалкин, 2004, Макалкин, Дорофеева, 2009].

позволяет предположить, что вероятнее всего в регион Сатурна на стадии роста диска поступило вещество из внутренних более теплых областей, и таким образом $T > T_{cond. ice H_2O}$ поддерживались на $r \sim 10$ A.U. в течение первых 1.5-2 млн. лет. На это косвенно указывают экспериментально определенные значения D/H метана в атмосфере Титана, если принять механизм его образования через восстановление CO_2 . $D/H_{CH_4} = 1.58 \times 10^{-5}$ удивительным образом сов-

падает с D/H, характерным для внутренних регионов Солнечной системы.

Что касается Энцелада, то соотношение газовых компонентов в его водных плюмах, высокое значение $D/H_{H_2O} = 2.9 \times 10^{-5}$, заставляет предположить, что вещество, вошедшее в состав этого спутника по составу ближе к кометному и образовалось на больших радиальных расстояниях. Из чего можно сделать вывод, что образование Энцелада происходило позже, когда в регион Сатурна уже поступило вещество с больших радиальных расстояний.

Работа частично поддержана Программой Президиума РАН № 22 и грантом РФФИ 11-05-0113.

Литература.

1. Jonson T.V., Lunine J.I., 2005 Saturn's moon Phoebe as a captured body from the outer Solar System. *Nature*. V.435. P. 69-71.
2. Lodders K. Solar system abundances and condensation temperatures of the elements // *Astrophys. J.* 2003. V. 591. P. 1220-1247.
3. Lodders K. 2010. Solar System Abundances of the Elements. Principles and Perspectives in Cosmochemistry, Astrophysics and Space Science Proceedings. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2010, p. 379.
4. Pollack J.B., Hollenbach D., Beckwith S.B., Simonelly D.P. Composition and radiative properties of grains in molecular clouds and accretion disks // *Astrophys. J.* 1994. V. 421. P. 615-639.
5. Дорофеева В.А., Макалкин А.Б. Эволюция ранней солнечной системы // М.: Едиториал УРСС, 2004. 288 с.
6. Макалкин А.Б., Дорофеева В.А. // Термические условия в около-солнечном газопылевом диске на начальной стадии образования планет. *Астроном. Вест.*, 2009, т. 43, № 6, с. 528 –554.

FORMATION AND COMPOSITION OF ICE-ROCK PLANETESIMALS IN THE REGION OF SATURN

Dorofeeva V. A.

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Kosygina Str., 19, Moscow, 119991 Russia, venus@umail.ru

Were calculated the densities of the stone-icy bodies in the outer regions of the solar nebula. Comparison of the results with the experimentally determined densities of Saturn's satellites allowed us to estimate the conditions of their formation.

ТИТАН И КАЛЛИСТО – СПУТНИКИ-АНАЛОГИ?

Дунаева А.Н., Кронрод В.А., Кусков О.Л.

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

Изучение особенностей строения и состава отдельных планет и спутников, расположенных в различных участках Солнечной системы на разном удалении от Солнца, позволяет понять общие закономерности происхождения и эволюции космических тел, уточнить необходимые условия формирования планетарных и спутниковых систем, детализировать имеющиеся модели образования Солнечной системы.

В настоящей работе рассмотрены возможные модели внутреннего строения крупных ледяных спутников Юпитера и Сатурна – Каллисто и Титана, сформировавшихся во внешней зоне соответствующей центральной планеты.

Построение моделей производилось на основе подхода, принятого в работах [Kronrod, 2003; Kuskov, 2005]. При этом спутники предполагались состоящими из трех основных структурных областей: внешней водно-ледяной оболочки, каменно-ледяной мантии и железокоричного ядра. Границы между областями, плотности слагающего их вещества, а также общая концентрация H_2O в спутниках определялись в результате расчетов, проводимых на основе уравнений гидростатического равновесия, момента инерции и массы спутника, уравнений состояния высокостатических водных льдов [Dunaeva, 2010] и уравнения для вычисления концентрации ледяной компоненты в каменно-ледяной области спутника.

При всех расчетах плотность внутреннего скального ядра спутников принималась равной 3.62 г/см^3 , а плотность железокоричной ($Fe-Si$) компоненты в каменно-ледяной области выбиралась в диапазоне, характерном для хондритового вещества с учетом возможной гидратации силикатов: от 3.15 до 3.62 г/см^3 [Kronrod, 2003].

Результаты моделирования показали, что Титан и Каллисто являются частично дифференцированными спутниками, схожими по целому ряду параметров (Табл. 1). Это позволяет предполагать, что спутники могут быть построены из одинакового вещества и имеют близкие соотношения вода/порода.

Данный вывод подтверждается рис. 1, на котором показано суммарное содержание H_2O в Каллисто и Титане при разной плотности каменного вещества мантии и разной мощности внешней ледяной коры.

Табл. 1: Сравнительная характеристика Каллисто и Титана.

	Каллисто	Титан
Температура поверхности, К	110	93
Масса, 10^{24} г	107.6	134.6
Плотность, г/см ³	1.8344	1.881
Расстояние от центральной планеты (в радиусах планеты)	26.4	20.25
Радиус спутника, км	2410.3	2575.0
Приведенный момент инерции	0.3549	0.3414
Максимальная мощность водно-ледяной оболочки, км	330	520
Максимальный размер <i>Fe-Si</i> ядра, км	1280	1490
Общее содержание воды H ₂ O, вес. %	47.6-53.8	45.1-51.6

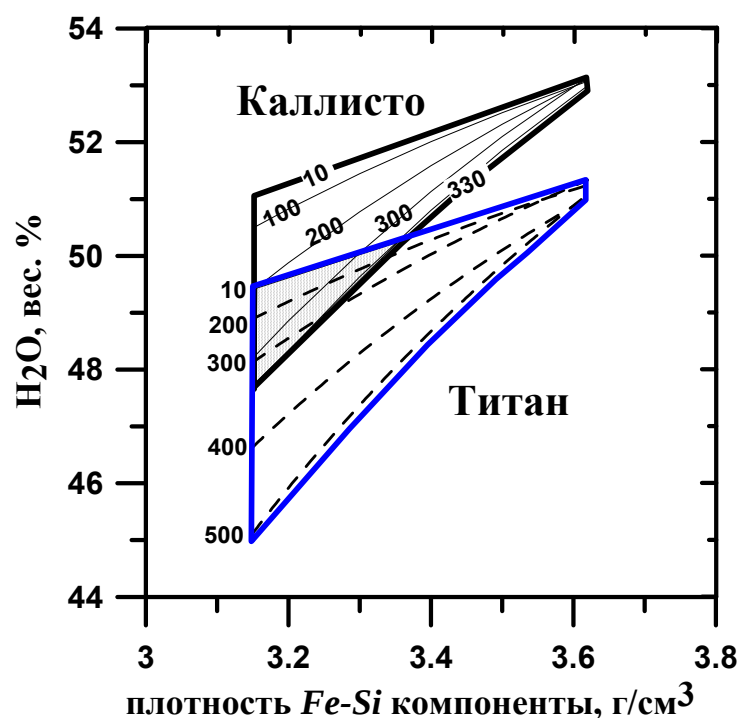


Рис.1. Валовое содержание воды в Каллисто и Титане в зависимости от плотности *Fe-Si* компоненты мантии.

Синий контур – модель Титана, черный контур – модель Каллисто. Кружком показан интервал параметров, при которых возможно одинаковое содержание H_2O в спутниках. Сплошные и пунктирные линии внутри контуров – линии одинаковых мощностей водно-ледяной коры (указаны цифрами, в км).

Согласно рис.1 построенные диаграммы имеют значительную область перекрытия, свидетельствующую о том, что Титан и

Каллисто могут иметь одинаковое содержание воды при одинаковом составе и схожем внутреннем строении, а именно:

- При одинаковой низкой плотности *Fe-Si* компоненты: в интервале значений от 3.15 до 3.36 г/см³,
- И одновременно при определенных размерах водно-ледяной оболочки, которая должна быть не менее 200 км для Каллисто, и не более 330 км для Титана.

Модели спутников, построенные с учетом данных ограничений, показаны на рис. 2.

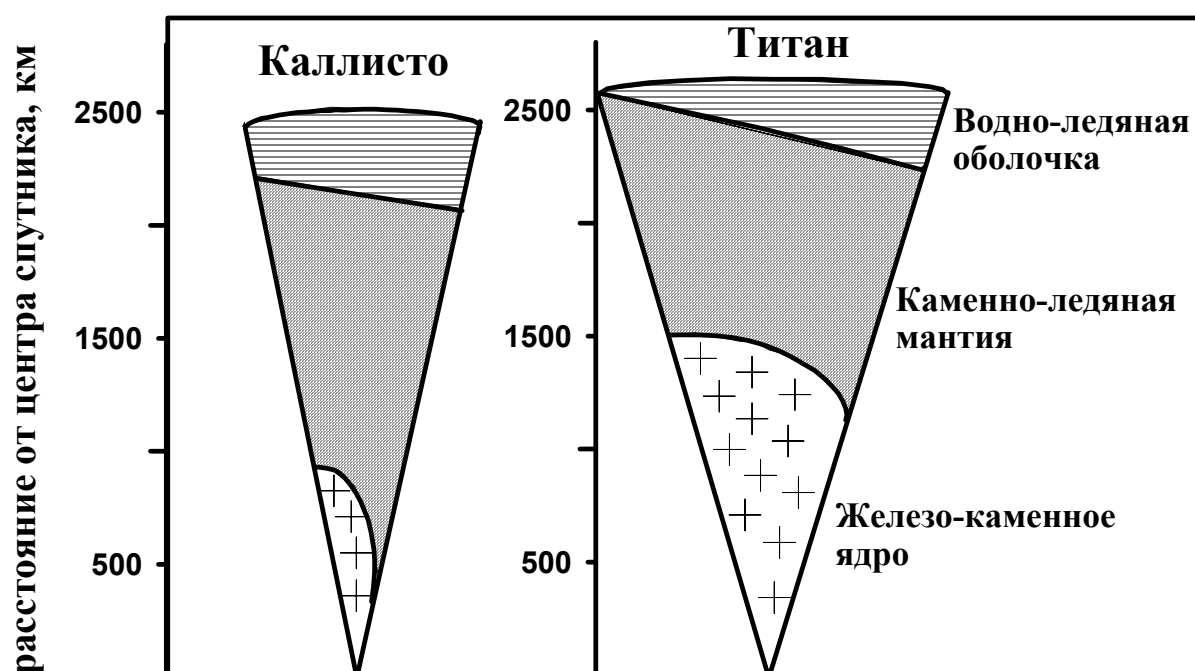


Рис. 2. Внутреннее строение Титана и Каллисто.

Из рис. 2 видно, что при одинаковом составе *Fe-Si* компоненты и равном содержании H₂O в спутниках Титан и Каллисто могут иметь одинаковое трехслойное строение (внутреннее железо-силикатное ядро, каменно-ледяную мантию, внешнюю водно-ледяную оболочку). Кроме того, могут реализовываться и двухслойные модели спутников, согласно которым Титан состоит только из *Fe-Si* ядра и каменно-ледяной мантии (внешняя ледяная кора отсутствует), а Каллисто, наоборот, имеет водно-ледяную оболочку максимальной мощности, покрывающую недра спутника, сложенные смесью ледяной и каменной компоненты (*Fe-Si* ядра нет).

Относительно высокое (и близкое по значению) содержание воды в спутниках, а также одинаковые плотности слагающего их каменного вещества в диапазоне от 3.15 до 3.36 г/см³, позволяют предположить, что Каллисто и Титан имеют одинаковый химический

состав *Fe-Si* компоненты, характерный для гидратированных L/LL хондритов [Kronrod, 2003; Kuskov, 2001, 2005]. Это может свидетельствовать о том, что образование Каллисто и Титана происходило с участием близких по составу каменно-ледяных планетезималей, являющихся источником дополнительного привноса в зону формирования спутников H₂O и каменной компоненты. Таким образом, Титан и Каллисто, находящиеся в разных планетарных системах и занимающие наиболее удаленное (низкотемпературное) положение относительно своих центральных планет, имеют максимально схожие физические характеристики и практически однотипное внутреннее строение, т.е. по своему составу и структуре могут считаться космическими спутниками-близнецами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-00033), а также программы Президиума РАН № 22.

Литература

1. Kronrod V.A., Kuskov O.L. Chemical differentiation of the Galilean satellites of Jupiter: 1. An internal structure of Callisto's water-ice shell // *Geokhimiya*. 2003. № 9. P. 968-983.
2. Kuskov O.L., Kronrod V.A. Internal structure of Europa and Callisto // *Icarus*. 2005. V. 177. P. 550–569.
3. Dunaeva A.N. et al. Phase diagram of H₂O: Thermodynamic functions of the phase transitions of high-pressure ices // *Solar System Research*. 2010. Vol. 44. № 3. P. 202-222.
4. Kuskov O.L., Kronrod V.A. Core sizes and internal structure of the Earth's and Jupiter's satellites // *Icarus*. 2001. Vol. 151. P. 204–227.

ARE TITAN AND CALLISTO SATELLITES-TWINS?

Dunaeva A.N., Kronrod V.A., Kuskov O.L.

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry
(GEOKHY) RAS, Moscow, dunaeva@kmail.ru

In this paper, the modeling of the internal structure of large icy satellites of Jupiter and Saturn - Titan and Callisto were performed. It was shown that the satellites do not differ in terms of bulk water content and the density of rock-iron component composing of their inner regions. In addition, Callisto and Titan have similar physical characteristics and the same internal structure. This may testify that the rock-ice planetesimals similar in their composition were involved in processes of Callisto and Titan formation, and they appeared as an additional source to bring H₂O and rocky components into the satellites' formation zone.

ПРОНИЦАЕМОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ – РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ И ОЦЕНКА НА ОСНОВЕ ОСОБЕННОСТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

¹**Жариков А.В.**, ²**Родкин М.В.**

¹Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва,
vil@igem.ru;

²Международный институт теории прогноза землетрясений и
математической геофизики (МИТП) РАН, Москва, rodkin@mitp.ru

Флюидный режим полагают одним из ключевых параметров сейсмичности литосферы. Проницаемость пород в свою очередь – один из основных параметров, определяющих флюидный режим и тепло-массоперенос в литосфере. В настоящее время нет дистанционных геофизических методов для прямого определения проницаемости глубинных пород *in situ*. Однако проницаемость горных пород, в том числе и при высоких PT параметрах, отвечающих условиям больших глубин, может быть измерена в лаборатории, на образцах.

Для того, чтобы выявить возможные механизмы влияния флюидов на сейсмичность проведено сопоставление результатов экспериментальных исследований проницаемости при PT -параметрах глубинных зон земной коры и метаморфических преобразований, геологических и сейсмических данных.

Лабораторные данные.

Установлено, что проницаемость сильно зависит от температуры и давления. Увеличение давления (при $T = \text{const}$) привело к уменьшению проницаемости всех исследованных образцов. Нагревание (при $P = \text{const}$) приводило либо к монотонному увеличению или уменьшению проницаемости во всем температурном диапазоне, либо к появлению инверсий на температурных трендах. Показательно, что зависимости проницаемости и от температуры, и от давления часто осложнены резкими, пороговыми переходами [Шмонов и др., 2002].

Установлено, что такое поведение проницаемости вызвано изменениями структуры порового пространства (микротрещиноватости) пород вследствие конкурирующих воздействий температуры и давления. Установлено, что микротрещины с различным коэффициен-

том формы по-разному ведут себя при нагревании, что приводит к появлению инверсий на температурных трендах. Основным фактором, определяющим проницаемость плотных, кристаллических пород является степень связанности микротрещин. Даже небольшое изменение плотности, раскрытия или длины микротрещин вследствие воздействия высоких температур и давлений может приводить к образованию или, напротив, исчезновению флюидопроводящих кластеров. Как следствие - появление пороговых переходов на трендах проницаемости.

При одновременном увеличении температуры и давления, имитирующем увеличение глубины залегания в условиях континентальной коры влияние последнего превалирует, что привело к уменьшению проницаемости всех изученных образцов. При *PT*-параметрах прогрессивного метаморфизма, напротив, превалирует влияние высоких температур, приводя к увеличению проницаемости пород.

Геологические данные.

Результаты петрологических исследований образцов могут свидетельствовать о длительных периодах низкой проницаемости горных пород, которые могли прерываться короткими отрезками высокой. Флюидные включения располагаются, как правило, изолированно на границах минеральных зерен, что указывает на низкие значения палеопроницаемости пород. Однако встречаются линейные и планарные структуры с высокой плотностью таких включений. Можно предположить, что данные структуры образовались на месте бывших связанных флюидопроводящих каналов прошлом [Anderson и др. 1993; Coulibaly и др., 2012].

Сейсмические данные.

В сейсмическом режиме легко выявляются периоды повышенной активизации, несомненно или предположительно связанные с глубинным флюидным режимом. К хорошо известным примерам относятся вулканические землетрясения и случаи вызванной сейсмической активизации при заполнении глубоких водохранилищ и при закачивании воды при нефте- и газодобыче. Менее очевидна роль флюида в возникновении иных особенностей сейсмического

режима, например, роев землетрясений не связанных с вулканической активностью.

В качестве примера рассмотрен случай афтершоковой последовательности сильного внутриплитового землетрясения на северо-западе Индии (Бхудж, Mw7.7, 2001) детально исследованный по данным плотной локальной сети наблюдений. В целом, для аномально длительной афтершоковой последовательности этого землетрясения характерно постепенное, почти линейное со временем уменьшение средней глубины землетрясений. На общем фоне медленного и нерегулярного спада сейсмической активности выделяется несколько локализованных во времени и пространстве всплесков числа землетрясений. Эти всплески отличаются рядом особенностей – они характеризуются ростом величин сброшенных напряжений, и меньшими значениями наклона графика повторяемости и величин фрактальной размерности. Но что более показательно – для входящих в эти группы землетрясений характерны относительно меньшие глубины афтершоков. Мы предполагаем, что фоновое уменьшение глубин афтершоков связано с медленным отжиманием флюида к поверхности, а взрывы афтершоков – с быстрыми локальными прорывами порций флюида. Землетрясения при этом концентрируются на системе насыщенных флюидом нарушений (разломов?), по которым и происходит выброс флюидов. В связи с локализацией таких ослабленных участков и малой величине трения на них и происходит возрастание величины сброшенных напряжений и уменьшение величин фрактальной размерности и наклона графика повторяемости.

Медленный тренд уменьшения глубины землетрясений был интерпретирован как отражение распространения флюидного фронта. Отсюда, в соответствии с формулой ранее использованной для аналогичного смещения фронта сейсмической активности в Италии [Miller и др., 2004] эффективная величина проводимости была оценена как $k \approx 10^{-13} \text{ м}^2$.

Заключение.

Экспериментальные результаты показывают, что под действием высоких температур и давлений проницаемость горных пород может изменяться на многие десятичные порядки. При *PT*-параметрах континентальной коры генеральной тенденцией является снижение

проницаемости с глубиной. При *PT*-параметрах прогрессивного метаморфизма значения проницаемости, напротив, увеличиваются.

Результаты петрологических исследований показывают как признаки длительных периодов низкой проницаемости горных пород, так и коротких отрезков высокой.

Концепция смены длинных периодов низкой проницаемости короткими высокой поддерживается сейсмическими данными. Выявлено систематическое смещение гипоцентров землетрясений к поверхности Земли. Если рассматривать эти события как результат распространения фронта волны флюидов, то соответствующее значение фоновой окажется проницаемости очень высоким ($>10^{-13} \text{ м}^2$).

Однако механизмы увеличения проницаемости в средней коре до сих пор не ясны. Мы предполагаем, что некоторые эпизоды резкого увеличения проницаемости могут быть вызваны наличием положительной обратной связи между образованием микротрещин в процессе метаморфических преобразований пород, что приводит к росту проницаемости и активизируют движение глубинных флюидов, что в свою очередь ускоряет течение процессов метаморфизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-00778, а также программ 4 Президиума и 8 - ОНЗ РАН.

Литература

1. Шмонов В.М., Витовтова В.М., Жариков А.В. / Флюидная проницаемость пород земной коры / Москва / Научный мир / 2002.
2. Anderson A.J., Bodnar R.J. An adaptation of the spindle stage for geometric analysis of fluid inclusions. Am. Mineralogist, 1993, 78, 657-664.
3. Coulibaly Y., Djro S.Ch., Allily M.E., and Kouamelan A. N. Fluid inclusions in the Archean Granulites of Biankouma-Touba area (Man Shield, Northwestern Ivory Coast). Am. J. of Sci. Res., 2012, 73, 9-25.
4. Miller S.A. , Collettini C., Chiaraluce L., et al. Aftershocks driven by a high pressure CO₂ source at depth // Nature. 2004. V. 427. P. 724-727.

PERMEABILITY THE LITHOSPHERE – EXPERIMENTAL DATA AND INSIGHT FROM THE EARTHQUAKE REGIME

¹**Zharikov A.V.**, ²**Rodkin M.V.**

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

Geochemistry, RAS, Moscow, Russia, vil@igem.ru

²Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, RAS; Moscow, Russia, rodkin@mitp.ru

The fluid regime is believed to be one of the key parameters of seismicity. Permeability is one of the key properties governing the fluid regime and mass and heat transfer in the lithosphere. At present there are no available geophysical methods of direct determination of the *in situ* permeability. Rather rare laboratory measurements of permeability simulating the *in situ* PT conditions in lithosphere reveal that permeability of crystalline rocks may vary in a range of several decimal orders. In general it was found that permeability decreases with depth.

At the same time, against the background of the general trend of permeability decrease some cases of its increase occur. Permeability rises were found mainly at the PT-conditions corresponding to the deep continental crust at temperatures of 500-600°C.

The conceptions obtained on the basis of the experimental results: permeability decrease with depth and an occurrence of some cases of permeability increase up to high values on this background, agree with geological data. The marks of long periods of very low permeability and events of high permeability both may be found in the rock samples. The cases when isolated fluid microinclusions clearly outline long structures, which once were probably the interconnected channels for fluid flow, are typical. The conception when long periods of low permeability are coupled with short periods of high permeability is supported by seismic data. The burst of hypocenters clouds to the Earth surface and/or their systematical movement up to the Earth surface are found using the data of the earthquakes localization. Identification of such events with front of fluid propagation allows estimating permeability values as 10^{-13} m^2 and higher. However, the mechanism of increase of permeability of mid-crust is unclear. Moreover, we suggest that some episodes of the crust permeability increase could be related to the positive feedbacks, between microcrack initiation due to rock metamorphic transformations resulting in increase of permeability and active deep fluid infiltration which in its turn accelerates the rate of metamorphic transformations.

ЕСТЬ ЛИ У МИНЕРАЛОВ ГЛУБИННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ
«ПАМЯТЬ»? ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ
СОБСТВЕННОЙ ЛЕТУЧЕСТИ КИСЛОРОДА КРИСТАЛЛОВ

Жаркова Е.В., Кадик А.А., Сенин В.Г.

Институт геохимии и аналитической химии им.В.И.Вернадского РАН,
Москва, paragon2000@rambler.ru, kadik@geokhi.ru

Задача данной работы состоит в экспериментальном измерении собственной летучести кислорода (intrinsic oxygen fugacity - fO_2) минералов глубинного происхождения и проверке обладают ли кристаллы «памятью».

Для экспериментов были выбраны кристаллы оливинов (Ol) из Индии, не содержащие включений, а так же кристаллы оливинов (Ol), ортопироксенов (Orx) и шпинелей (Spl) из ксенолитов шпинелевых лерцолитов щелочных базальтоидов вулкана Шаварын-Царам из Монголии.

Кристаллы Ol, Orx и Spl, собственная летучесть кислорода которых лежит в области буферного равновесия вюстит-магнетит (WM) были выдержаны в газовой атмосфере соответствующей значениям летучести кислорода буферов: QFM-2 $\log$ ед. fO_2 , QFM-2 $\log$ ед. fO_2 , никель-оксид никеля (Ni-NiO) и кварц-фаялит-магнетит (QFM) при температуре около 900°C-1100°C в течение 8-25 часов. Затем была измерена fO_2 этих кристаллов. Эксперименты проводились на высокотемпературной установке на основе двух твердых электрохимических ячеек, которые изготовлены из окиси циркония и стабилизированы окисью иттрия, для придания электролиту кубической структуры. Температурный интервал измерений составлял от 750°C до 1100°C. Точность измерения составляла $\pm 0,2 \log fO_2$.

В результате экспериментов было определено, что собственная летучесть кислорода минералов стала соответствовать fO_2 твердофазовых буферов при которых ранее выдерживались образцы (таблицы 1-2).

Таким образом, в результате проведенных экспериментов показано, что кристаллы оливинов, ортопироксенов и шпинели несут в себе информацию об окислительно-восстановительных условиях, при которых они формировались, то есть они обладают «памятью» и закалка не влияет на «память» минералов.

Следует отметить, что прежде, чем проводить эксперименты по проверке «памяти» минералов глубинного происхождения были сделаны измерения собственной летучести кислорода кристаллов. Результаты измерений и микрозондовый анализ приведены соответственно в таблицах 1-3а и на рис.1-4. Микрозондовый анализ

Таблица 3 а. Микрозондовый анализ исследованных образцов минералов (Шаварын Ццарам, ШЦ 3-1)

Окисел	Оливин		Ортопироксен		Шпинель	
	До опыта	После опыта	До опыта	После опыта	До опыта	После опыта
SiO ₂	41.01	41.2	54.55	55.61	0.051	0.028
MgO	49	48.15	31.85	30.73	21.014	21.578
CaO	0.06	0.04	0.89	0.9	-	-
TiO ₂	0	0	0.16	0.19	0.15	0.127
FeO+Fe ₂ O ₃	11	10.74	7.08	7	-	-
FeO	-	-	-	-	10.882	10.522
MnO	0.16	0.11	0.11	0.14	0.15	0.062
Cr ₂ O ₃	0	0	0.3	0.35	7.202	6.675
V ₂ O ₅	0	0.02	-	-	0.15	0.064
NiO	0.28	0.37	-	-	0.403	0.406
Na ₂ O	-	-	0.16	0.17	-	-
Al ₂ O ₃			5.45	5.35	60.707	61.025
Сумма	101.51	100.63	100.54	100.45	100.709	100.487
FM	11.34	11.23	11.24	11.54	-	-
Fo	88.42	88.44	-	-	-	-
Fa	11.58	11.56	-	-	-	-
Wo	-	-	1.75	1.83	-	-
En	-	-	87.2	88.84	-	-
Fs	-	-	11.05	11.33	-	-

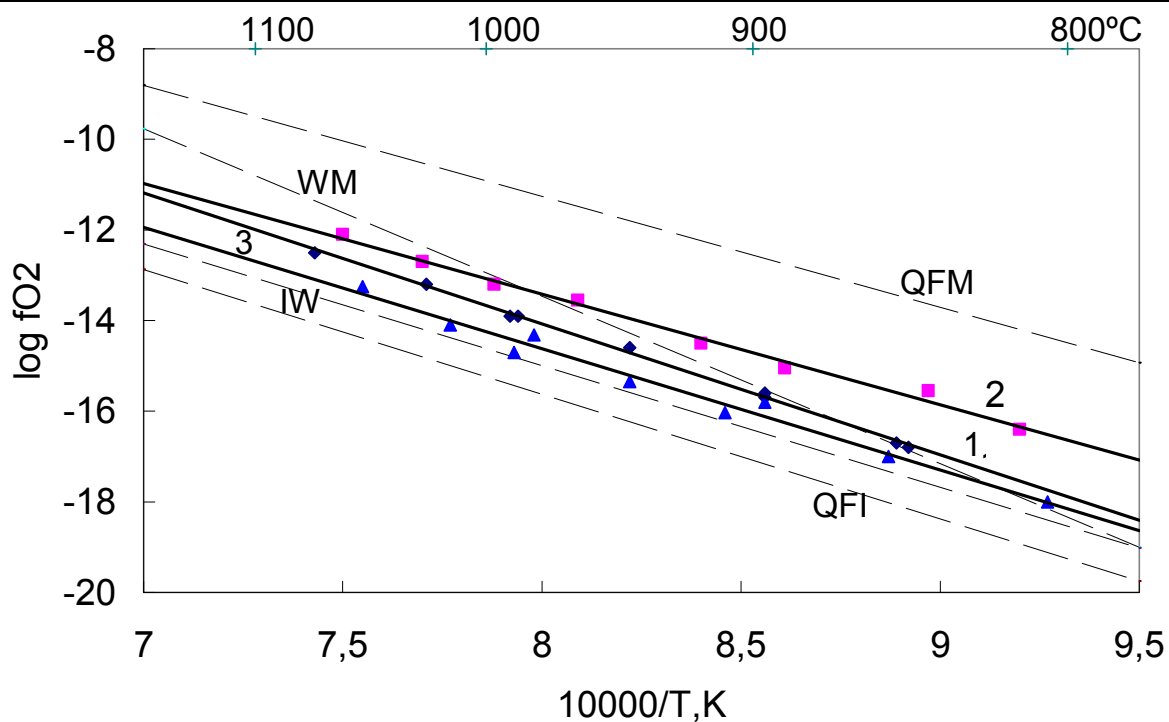


Рис. 1. Экспериментальное определение зависимости $\log fO_2 - 10^4/T^\circ K$ для оливина (1), (Индия). Проверка «памяти» кристаллов оливина при QFM-2 $\log$ ед. fO_2 (2) и при QFM-3 $\log$ ед. fO_2 (3).

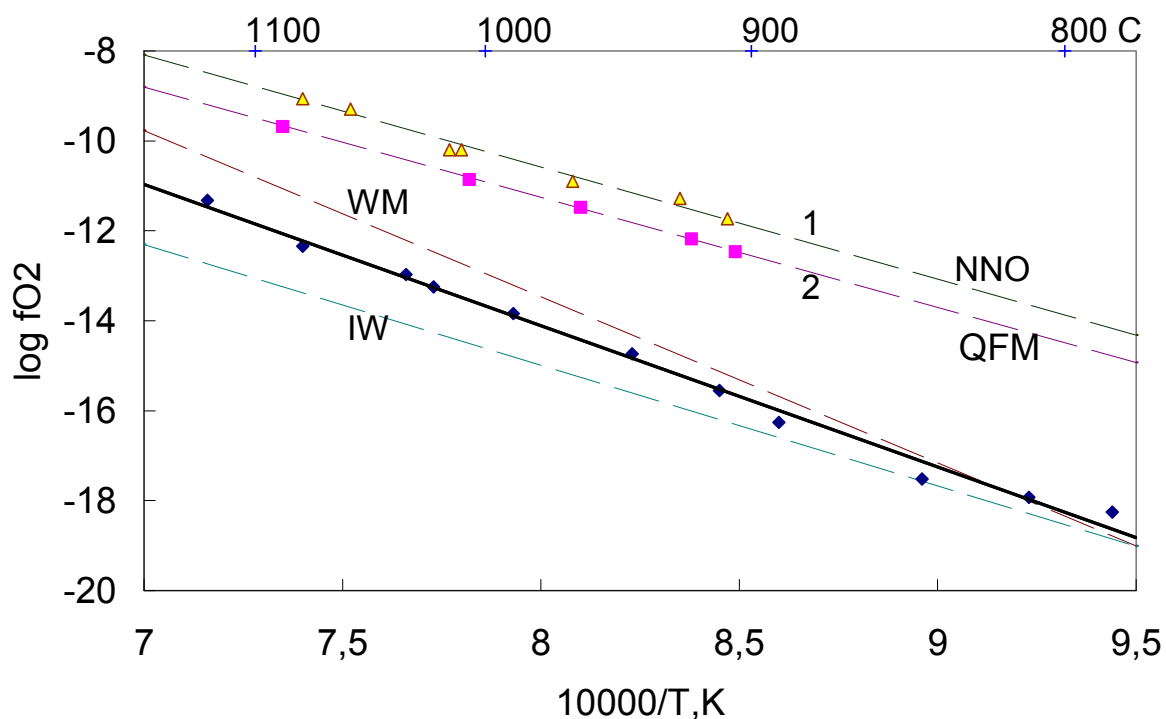


Рис.2. Экспериментальное определение зависимости $\log fO_2 - 10^4/T^\circ K$ для оливина из шпинелевого лерцолита вулкана Шаварын-Царам (ШЦ 3-1 ОI). Проверка «памяти» кристаллов оливина при Ni-NiO (1) и при QFM (2).

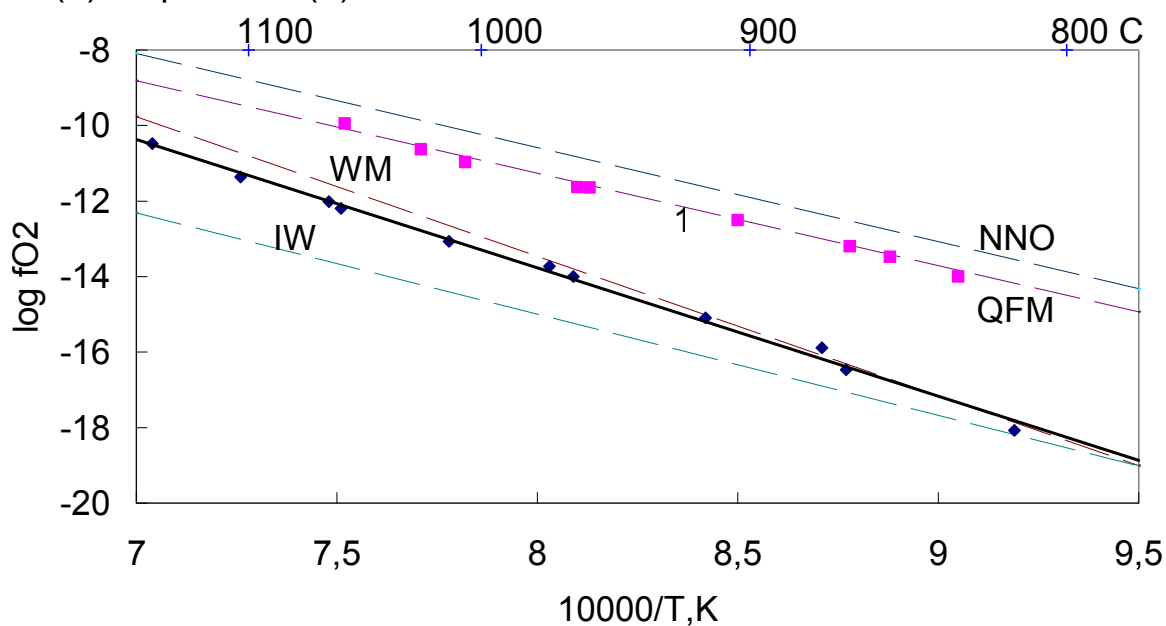


Рис.3. Экспериментальное определение зависимости $\log fO_2 - 10^4/T^\circ K$ для ортопироксена из шпинелевого лерцолита вулкана Шаварын-Царам (ШЦ 3-1 Орх). Проверка «памяти» кристаллов ортопироксена при QFM (1).

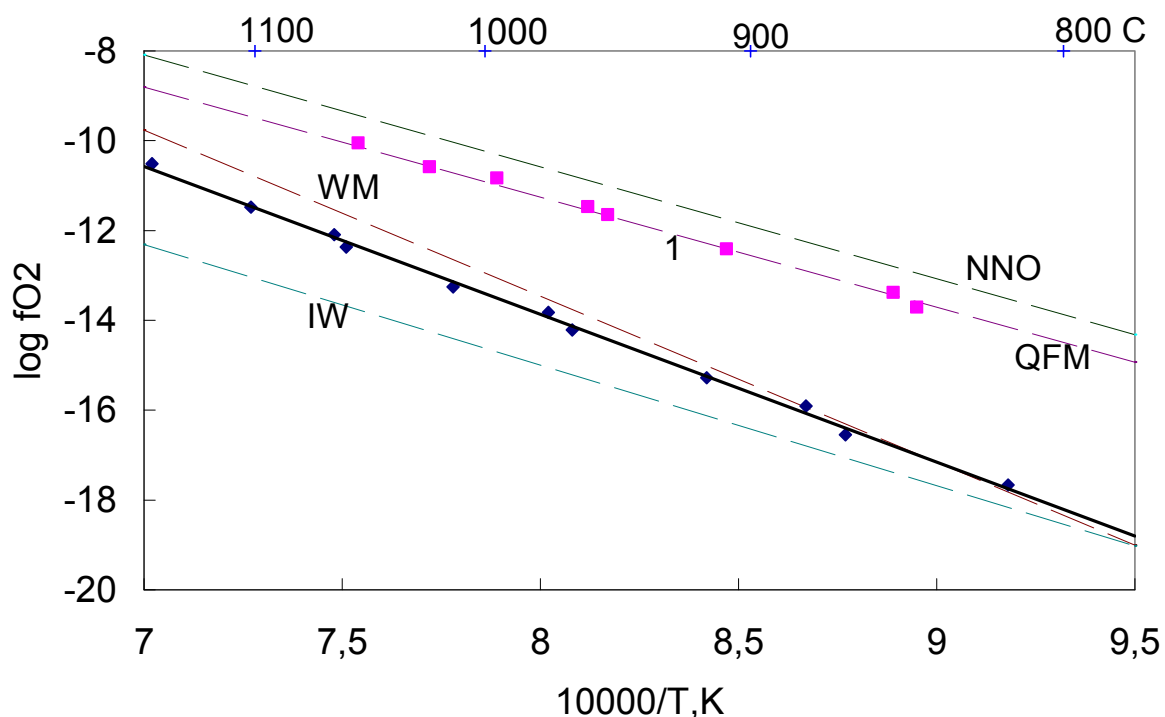


Рис.4. Экспериментальное определение зависимости $\log fO_2 - 10^4/T^\circ K$ для шпинели из шпинелевого лерцолита вулкана Шаварын-Царам (ШЦ 3-1 Spl). Проверка «памяти» кристаллов шпинели при QFM (1).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 11-05-00926

HAS THE MINERALS OF DEEP ORIGIN THE “MEMORY”? THE EXPERIMENTAL DETERMINATION OF THE INTRINSIC OXYGEN FUGACITY

Zharkova E.V., Kadik A.A., Senin V.G.

¹Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry named after V.I.Vernadskii, RAS, Moscow

paragon2000@rambler.ru, kadik@geokhi.ru

НЕЙТРОНОГРАФИЧЕСКИЙ ТЕКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ГОРНЫХ ПОРОД ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ: ОПЫТ ИССЛЕДОВАНИЙ НА РЕАКТОРЕ ИБР-2 (ДУБНА). ПАМЯТИ ПРОФЕССОРА А.Н.НИКИТИНА

Иванкина Т.И.

Лаборатория нейтронной физики им.И.М.Франка, Объединенный институт ядерных исследований (ОИЯИ), Дубна, Московская область, iti@nf.jinr.ru

Принципиальные преимущества нейтронных методов, основанных на феноменальных свойствах нейтрона, позволяют расширить круг решаемых проблем физики твердого тела, геологии и геофизики. Длина волны тепловых нейтронов соответствует типичным межатомным расстояниям в твердых телах. Это свойство нейтронов дает возможность исследовать структуру и кристаллографическую текстуру твердых тел, минералов и минеральных ассоциаций и их изменений под влиянием внешних воздействий. Нейтронографический текстурный анализ геологических материалов приобрел высокую результативность благодаря созданию специальных дифрактометров и исследованиям, проведенным в последние два десятилетия в ОИЯИ (г. Дубна) на реакторе ИБР-2 при активном участии и руководстве проф. А.Н.Никитина. На канале импульсного реактора ИБР-2 действует нейтронный текстурный дифрактометр СКАТ, главное преимущество которого состоит в одновременной регистрации различных полюсных фигур поликристаллических материалов в доступное измерительное время. Это особенно важно для текстурных измерений низко-симметричных и многофазных геологических материалов.

Преимущественная ориентировка кристаллических решеток породообразующих минералов (кристаллографическая текстура) - один из основных факторов, контролирующей анизотропию горных пород, наряду с такими факторами, как ориентированные трещины и микротрещины, вытянутые поры, ориентированные межзеренные границы. В ходе исследовательских работ на дифрактометре СКАТ были получены экспериментальные данные о текстурном строении многофазных горных пород земной коры и верхней мантии. Большой опыт текстурных исследований на реакторе ИБР-2 основан на измерениях образцов оливиновых ксенолитов, вынесенных из мантии Земли потоками базальтов с глубин 80 –120 км, кернов Кольской сверхглубокой скважины и исследовательской скважины Оутокумпу (Финляндия). Совместное применение нейтронного рассеяния и различных акустических методов измерения скоростей упругих волн (на установках в Геологическом институте Чешской АН

в Праге и Кильском университет в Германии) позволило выявить вклад различных факторах, создающих анизотропию упругих свойств в неоднородных, поликристаллических средах (кристаллографические текстуры породообразующих минералов, ориентированные поры и трещины), что, в свою очередь, необходимо для понимания природы сейсмической анизотропии литосферы Земли.

По данным нейтронографических измерений на дифрактометре SKAT более 70 образцов однофазных и многофазных кварцсодержащих горных пород проведен текстурный анализ кварца в кварцевых песчаниках, кварцитах, гранулитах, амфиболитах, сланцах и гнейсах, принадлежащих различным регионам земной коры, разного возраста и отобранных как с поверхности, так и из глубоких и сверхглубоких скважин. Выявлены разнообразные типы кристаллографических текстур кварцевых минеральных ассоциаций и проведена их классификация. Типы кристаллографических текстур кварца сопоставлены с вероятными и простыми из реально существующих текстурообразующих механизмов и основными физическими факторами (температура, давление, вид деформации). Исследование закономерностей, связывающих разнообразие кристаллографических текстур горных пород с физическими механизмами магматических, деформационных и метаморфических процессов дает ключ к созданию аналитических методов реконструкции этапов геологической эволюции литосферы Земли.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 10-05-00722)

NEUTRON DIFFRACTION TEXTURE ANALYSIS OF LITHOSPHERE ROCKS: EXPERIMENTAL EXPERIENCE AT THE REACTOR IBR-2 (DUBNA). IN MEMORY OF PROFESSOR A.N.NIKITIN

Ivankina T.I.

Frank Laboratory of Neutron Physics, Joint Institute for Nuclear Research (JINR), Dubna, Moscow Region,

iti@nf.jinr.ru

The principle advantages of neutron diffraction based on phenomenal properties of neutron which permit to extend an aspect range of solid-state physics, geology and geophysics are analyzed. The basic part of the review contains results on crystallographic texture measurements of rocks at the pulsed reactor IBR-2 (JINR, Dubna) using special texture diffractometer SKAT.

ВЛИЯНИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ НА АНИЗОТРОПИЮ УПРУГИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД: МОДЕЛИРОВАНИЕ СЛОИСТЫХ ТЕКСТУРИРОВАННЫХ СРЕД

¹**Иванкина Т.И.**, ²**Локаичек Т.**, ³**Зель И.Ю.**

¹Лаборатория нейтронной физики им.И.М.Франка, Объединенный институт ядерных исследований (ОИЯИ), Дубна, Московская область, Россия, iti@nf.jinr.ru;

²Институт геологии Академии наук Чешской Республики, г. Прага, Чешская Республика, tl@gli.cas.cz;

³Тульский государственный университет, г. Тула, Россия, ivangreat2009@gmail.com

Для более точного понимания роли микроструктуры на анизотропию упругих свойств горных пород необходима постановка экспериментов на модельных образцах с заданными характеристиками и приближенными по своей структуре к реальным объектам, сформировавшимся в естественных условиях литосферы Земли. С этой целью были проведены измерения скоростей квазипродольных упругих волн на двухфазных, слоистых модельных образцах в форме шара, изготовленных из минеральных порошковых наполнителей (мусковит, кварц) и связующего послойного эпоксиды. Степень преимущественной ориентировки зерен наполнителя в созданных композитах зависит от размера зёрен, что, по-видимому, обусловлено процессом их изготовления (осаждением). Установлен различный тип связи слоистой структуры в образцах с мусковитовым и кварцевым наполнителями и характером пространственного распределения скоростей квазипродольных ультразвуковых волн.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 10-05-00722)

THE INFLUENCE OF MICROSTRUCTURE ON ELASTIC ANISOTROPY OF ROCKS: THE MODELLING OF LAYERED TEXTURED MEDIA

¹**Ivankina T.I.**, **Lokajicek T.**, **Zel I.Yu.**

¹Frank Laboratory of Neutron Physics, Joint Institute for Nuclear Research (JINR), Dubna, Moscow Region, Russia, iti@nf.jinr.ru;

²Institute of Geology, Academy of Sciences of the Czech Republic, Prague, Czech Republic, tl@gli.cas.cz;

³Tula State University, Tula, Russia; ivangreat2009@gmail.com

We performed an experimental approach to study the elastic anisotropy of layered textured rocks on synthetic monomineralic aggregates (muscovite, quartz). Measured P-wave spatial distribution on spherical samples exhibit a pronounced anisotropy affected by mineral layering and crystallographic preferred orientation of muscovite or quartz grains. Both of these factors may have a significant influence on seismic anisotropy and together control the elastic properties of rocks.

ИССЛЕДОВАНИЕ УДАРНОЙ НАГРУЗКИ В МИНЕРАЛАХ ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНТНЫМ МЕТОДОМ

Ивлиев А.И., Куюнко Н.С.

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

ВВЕДЕНИЕ Процессы столкновения двух твердых тел с космическими скоростями вызывают значительные изменения в породах обоих тел. На поверхности планет, подобных Земле, при столкновении с телом, движущимся с космической скоростью, образуется кратер, который эродирует со временем. Поэтому, образовавшиеся ударные структуры, в большинстве случаев, можно распознать только по изменениям породы, произошедшим в процессе удара. При исследованиях ударных структур на земной поверхности важную роль играют полевой шпат, кварц и кальцит как одни из наиболее распространенных минералов.

Важное значение при исследованиях ударного воздействия на природные объекты имеет постановка модельных экспериментов по нагружению шаров, заполненных поликристаллическим природным веществом, сферически сходящимися волнами [1] что открывает новые возможности изучения вещества, претерпевшего различные стадии ударного метаморфизма в пределах одного исследуемого образца. Исследование вещества, нагруженного в таких экспериментах, может оказаться полезным при интерпретации результатов изучения физико-химических превращений различных минералов, обусловленных воздействием высоких давлений и температур.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ Термолюминесценция (ТЛ), наведенная от внешнего источника радиоактивного излучения, исследовалась в образцах олигоклаза, кварца и кальцита, претерпевших ударное нагружение в различных модельных экспериментах. В качестве исходного материала для проведения ударных экспериментов использовались следующие три образца:

1. Кристаллы олигоклаза, содержавшие 18 моль% анортита, сдвойникованные по альбитовому закону с шириной двойников около 2 мм.

2. Кристаллы оптически чистого природного кварца.

3. Полосчатый желтовато-белый мрамор, сложенный ромбоэдрическими блочными агрегатами довольно монолитного кальцита с ярко выраженными спайностью и штриховкой.

В образцах олигоклаза и кварца ударно-волновое нагружение проводилось либо с использованием накладных зарядов взрывчатого вещества, либо ударом высокоскоростной пластины о

крышку ампулы, устройство которой обеспечивало однократное прохождение ударной волны. Образец кальцита в виде шара диаметром 48 мм был упакован в стальной гермочехол, который затем нагружался сферически сходящимися ударными волнами.

Регистрация ТЛ проводилась на усовершенствованном приборе, подробное описание которого приведено в [2]. Кривые свечения регистрировались в образцах с ударными нагрузками: олигоклаз – 9, 13, 22.5, 25.5 и 27 ГПа; кварц – 8.4, 9, 12.2, 20, 24, 27, 31.5, 34 и 49 ГПа. Образцы кальцит, выделенные из различных участков шара претерпели ударное нагружение в областях – 27.6-29.6, 29.6-31.7, 31.7-35.0, 35.0-39.1, 39.1-47.5, 47.5-53.1, 53.1-83.1 ГПа. Полученные результаты измерений характеристик ТЛ в этих образцах сравнивались с аналогичными результатами в исходных образцах олигоклаза, кварца и кальцита, которые не подвергались экспериментальному ударному нагружению.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ. Регистрация наведенной ТЛ показала высокую чувствительность интенсивности свечения в зависимости от величины ударной нагрузки, которую претерпели исследованные образцы. Проведенные вычисления позволили обнаружить линейную зависимость величины отношения интенсивности ТЛ различных гауссовых пиков от давления ударной нагрузки. В качестве примера, на рис. 1 приведена зависимость величины отношения I_{P9}/I_{P3} от давления ударной нагрузки в образцах олигоклаза [3]. Где I_{P9} – интенсивность свечения 9-го пика, находящегося в температурном интервале 350-380 °С и I_{P3} – 3-го пика, находящегося в интервале 165-195 °С. Обнаруженная линейная зависимость в области давлений удара 0-25.5 ГПа, показанная на рис. 1 в виде прямой линии соответствует уравнению $I_{P9}/I_{P3} = 0.205 + 0.036 P$, где P – давление удара в ГПа, с коэффициентом корреляции (r), равным 0.99.

В образцах кварца обнаружена линейная зависимость величины $I_{P(3+4)}/I_{P8}$ от давления ударной нагрузки во всем диапазоне наведенных давлений: 0-49 ГПа, показанная на рис. 2 [4]. На этом рисунке $I_{P(3+4)}$ – суммарная интенсивность свечения 3-го и 4-го пиков, находящихся в температурном интервале 175-235 °С и I_{P8} – интенсивность 8-го пика, находящегося в интервале 335-365 °С. Обнаруженная линейная зависимость, показанная на рис. 2 в виде прямой линии соответствует уравнению $I_{P(3+4)}/I_{P8} = 6.05 - 0.10 P$, с величиной r , равной 0.96.

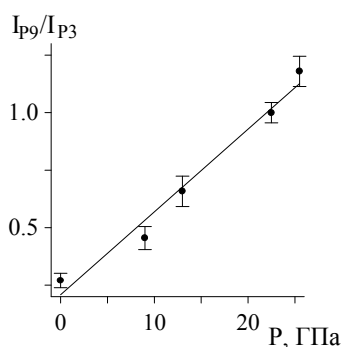


Рис. 1.
Зависимость
величины отношения
интенсивностей ТЛ от
давления ударной
нагрузки в образцах
олигоклаза.

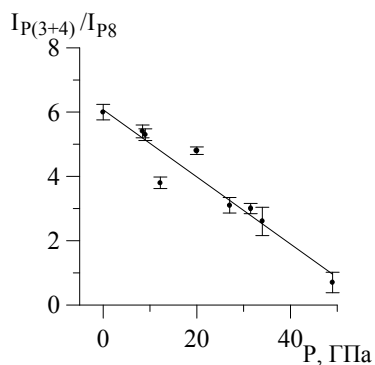


Рис. 2. Зависимость
величины отношения
интенсивностей ТЛ от
давления ударной
нагрузки в образцах
кварца.

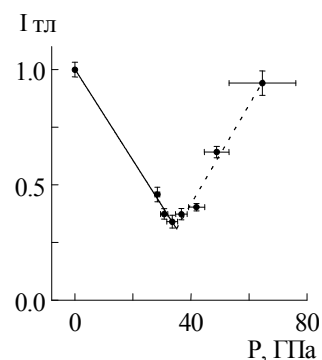


Рис. 3. Зависимость
величины
интенсивности ТЛ.
от давления удара
в образцах
кальцита.

В образцах кальцита, претерпевших нагружение сферически сходящимися ударными волнами в шаре, обнаружены линейные зависимости интегральной интенсивности ТЛ ($I_{ТЛ}$) в области 80-340 °С от величины давления ударной нагрузки, показанные на рис. 3 [5]. Из приведенных рисунке результатов видно, что величина $I_{ТЛ}$ уменьшается с ростом ударной нагрузки до ~ 35 ГПа в образцах относительно исходного образца. В области ударных нагрузок от ~ 35 до ~ 83 ГПа наблюдается увеличение величины $I_{ТЛ}$. Проведенные вычисления показали, что изменения величины $S_{ТЛ}$ в указанных интервалах ударной нагрузки носят линейный характер и описываются уравнениями:

$$I_{ТЛ} = -0,020 P + 1.00 \quad (1)$$

$$I_{ТЛ} = 0,022 P - 0.44, \quad (1a)$$

где уравнение (1) соответствует области 0-35 ГПа, а уравнение (1a) - 35-83 ГПа, величины $I_{ТЛ}$ выражены относительно исходного образца, значение которого принято за 1, а P - давление удара в ГПа. Величины достоверности r равны 0.998 и 0.976 соответственно. На рис. 3 прямая, проведенная согласно уравнению (1), показана сплошной линией, а уравнению (1a) - точками. Таким образом, впервые при исследовании образцов, претерпевших ударную нагрузку, наведенную в модельных экспериментах, получена барометрическая шкала в двух областях ударных давлений методом измерения величины площади под кривыми свечения ТЛ [5]].

Литература

1. Литвинов Б.В., Козлов У.А., Жигун Ю.Н. и др. О новых экспериментальных возможностях изучения полиморфных и фазовых превращений, твердофазных химических реакций в минералах и горных породах // ДАН СССР. 1991. Т. 319. N 6. С. 1428-1429.
2. Ивлиев А.И., Иванова М.А., Афанасьев С.А. и др. Исследование метаморфизма неравновесных обыкновенных хондритов термолюминесцентным методом // Геохимия. 2012. (сдана в печать).
3. Ивлиев А.И., Бадюков Д.Д., Кашкаров Л.Л. Исследования термолюминесценции в образцах, подвергнутых экспериментальной ударной нагрузке. I: Олигоклаз. // Геохимия. 1995. N 9. С. 1368-1377.
4. Ивлиев А.И., Бадюков Д.Д., Кашкаров Л.Л. Исследования термолюминесценции в образцах, подвергнутых экспериментальной ударной нагрузке. II: Кварц. // Геохимия. 1996. N 10. С. 1011-1018.
5. Ивлиев А.И., Бадюков Д.Д., Куюнко Н.С., Козлов Е.А. Исследования термолюминесценции в образцах, подвергнутых экспериментальной ударной нагрузке. III: Кальцит // Геохимия. 2002. N 8. С. 820-833.

INVESTIGATION OF SHOCK LOADED MINERALS BY THE THERMOLUMINESCENCE METHOD

Ivliev A.I., Kuyunko N.S.

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry,
(GEOKHI) RAS, Moscow, cosmo@geokhi.ru & cosmochim@mail.ru

In a history of formation of terrestrial planets processes of collision solid bodies were central at an accretion and at early stage of their geologic evolution. The same events have rendered considerable influencing on development of a crust of terrestrial planets. On a surface of planets similar Earth at collision with a body driving with a cosmic velocity a crater will be formed. Therefore, it is possible to recognize the shock structures, in most cases, only on changes of geologic rock has occurred. At researches of shock structures above ground significant role play feldspar, quartz and calcite as ones of the most abundant minerals. The purpose of the present article was investigation of shock loaded minerals by the thermoluminescence method.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАССЛОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАК КОЛЕБАТЕЛЬНОЙ СИСТЕМЫ, ВОЗБУЖДАЕМОЙ ЛУНЫМ ПРИЛИВОМ (НА ПРИМЕРЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПЕЧЕНГСКОГО БЛОКА, БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

Ильченко В.Л.

Геологический институт Кольского научного центра РАН (ГИ КНЦ РАН), Апатиты, vadim@geoksc.apatity.ru

По совокупности результатов геофизического исследования земной коры Печенгского блока и материалам изучения Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) [Кольская..., 1998 и др.] сделаны выводы, что верхняя часть земной коры отличается ритмичным тектоническим расслоением с признаками иерархии элементов расслоения по мощности. Обобщение накопленных к настоящему времени материалов показывают, что такое строение типично для всей литосферы [Трипольский, Шаров, 2004 и др.]. Изучением упругих свойств керн СГ-3 акустополаризационным методом [Горбачевич, 1995] выявлена прямая связь между показателями упругой анизотропии пород и напряженным состоянием горного массива.

В результате анализа показателей упругой анизотропии пород из верхней части Печенгского блока (керн СГ-3 и образцы с поверхности) были получены линейчатые спектры с признаками затухания - типичный признак колебательной системы с выводом, что динамическая эволюция блока протекала в колебательном режиме [Ильченко, 2007]. Источником возбуждения такой системы могла служить энергия приливных волн.

Мнение о необходимости рассмотрения геологических объектов как колебательных систем было высказано 40 лет назад автором метода спектральной сейсморазведки А.Г.Гликманом [<http://...>].

Исследованием физических свойств горных пород с поверхности было установлено, что пространственные вариации показателей упругой анизотропии и некоторые другие физические свойства пород обладают волнообразным типом распределения, уникального для каждого блока в составе земной коры, даже если эти блоки представлены близкими по составу породами, имеют один и тот же возраст и находятся в тесном контакте [Ильченко, 2010].

Экспериментами с разрушением между плитами пресса образцов горных пород, в которых возбуждался динамический режим стоячей волны, было установлено, что по мере нагружения образец начинает разрушаться с избирательностью, причём первые трещины возникают в узловых точках стоячей волны ещё до наступления критической нагрузки (предела прочности породы), определяя даль-

нейший ход разрушения: рост «узловых» трещин и их слияние приводят к избирательному развитию нарушенных зон с разрушением образцов на слои, толщина которых соответствует длине озвучивающей стоячей волны [Ильченко, 2002]. Из эксперимента сделан вывод, что в режиме стоячей волны некоторая часть напряжений «отжимается» из зон пучностей к её узловым точкам, превращая тем самым породу в каждой такой точке в концентратор избыточных напряжений.

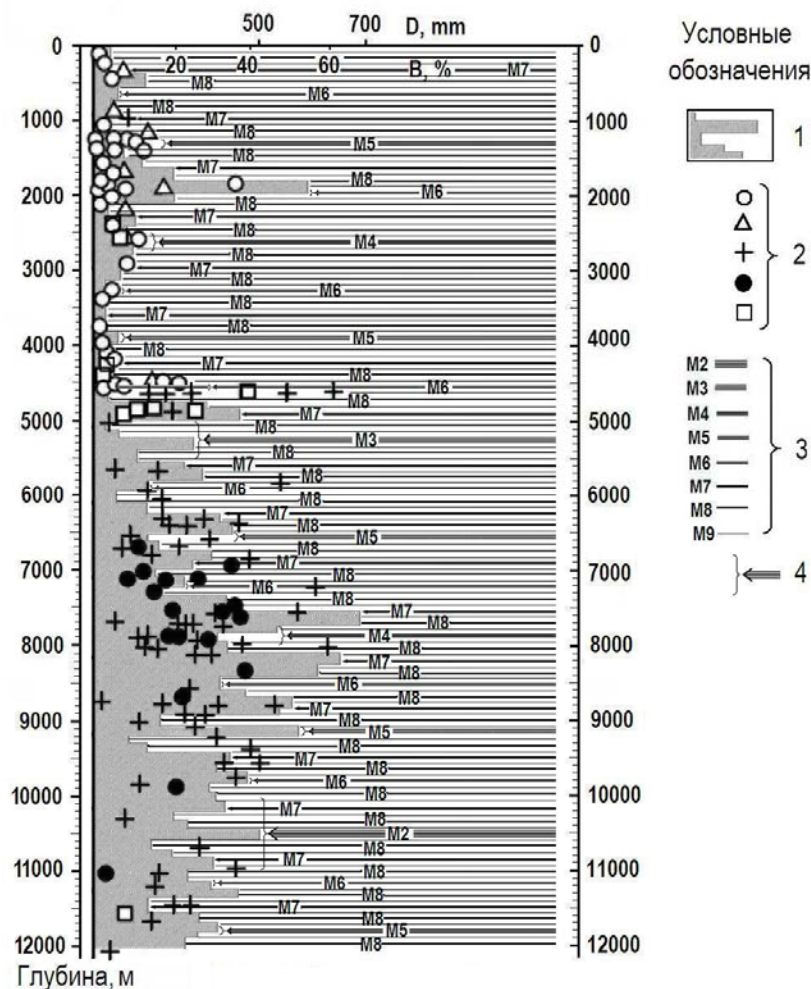
Затухание стоячей волны в породном массиве принципиально не отличается от затухания звука в натянутой струне, представляющего собой стоячую волну (с пучностью, равной длине струны и узловыми точками на её концах). Расход энергии на звучание струны приводит к затуханию звука, в результате чего на струне возникает неподвижный узел, разделяющий её пополам, а звуковую волну на пару полуволн или мод (1-й оберто́н в спектре звучания струны), на которых затем появляются новые разделяющие узлы с обязательным соблюдением условия: между узлами уместится целое число длин полуволн: $\lambda/2$ [Пономарёв, 1989]. Процесс затухания колебательной системы является цепной реакцией «размножение-деление», протекающей с ускорением и пошаговым появлением последовательности мод (в геометрической прогрессии) согласно выражению: $\lambda_n = \lambda/2^n$, где λ_n – длина n-й моды, n - № моды (n = 0, 1, 2, 3... только целые числа), λ – длина струны.

В качестве основы построения модели тектонического расслоения блока земной коры как колебательной системы, возбуждаемой лунным приливом, использованы следующие выводы: 1) блок земной коры, как колебательная система с периодическим типом возбуждения может существовать только в режиме затухания; 2) затухание стоячей волны происходит в пошаговом режиме по принципу затухания колебания в струне с заполнением пространства узловыми точками (компактными концентраторами избыточных напряжений); 3) из этих узловых точек формируется система (структура) волнового поля, предопределяющая структуру разрушения блока.

Граничные параметры модели вычислены по формуле: $M_n = M/2^n$, где n - № моды (n = 0, 1, 2, 3..., только целые числа), M_n – длина n-й моды, $M = 42 \pm 2$ км (мощность коры Печенгского блока = 40-44 км [Кольская..., 1998]) и приведены в таблице 1, (№ - номер моды, L – длина моды), качество модели отражено в таблице 2.

Таб. 1. Граничные параметры модели расслоения ЗКПБ.

№	M0	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10
L	42	21	10.5	5.25	2.625	1.312	0.656	0.328	0.164	0.082	0.041



Наложение границ модели (интервал 0-12 км) на распределение динамических типов пород по разрезу СГ-3 из [Кольская..., 1998]: 1 - диаметр скважины (D, mm), 2- показатели упругой анизотропии керна В (%) - разные значки отражают петрографические типы пород, 3 - модельные границы, 4 – граничный интервал охвата (фигурная скобка).

Таб.2. Оценка качества модели (в доверительном интервале).

№ моды	М5	М6	М7	М8	М9
Число модельных границ (на 12 км)	5	9	18	36	72
Число совпадений тектонических интервалов в разрезе СГ-3 с модельными границами	5	7	14	20	44
Точность совпадений, %	100	77	77	55	61
Средн. арифм. точности совпадений, %	74				

Качество модели проверено наложением её фрагмента (интервал 0-12 км) на разрез СГ-3 как на эталон (см. рис.). Критерий качества модели – частота попадания её границ в породные интервалы – концентраторы напряжений - участки с резким относительным повышением диаметра скважины или показателя упругой анизотропии керна.

Как показано в таб.2, заслуживающие доверия модельные границы (М5-М9) совпадают с интервалами – концентраторами напряжений в разрезе СГ-3 с довольно высокой точностью (74%). Таким образом, применённый принцип моделирования является верным, что доказывает также важную роль лунных приливов в динамической эволюции Земли.

Литература

1. Горбачевич Ф.Ф. Акустополярископия горных пород. – Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 1995. 204 с.
2. Ильченко В.Л. Результаты экспериментального исследования ультразвукового воздействия на упругие свойства осадочных горных пород под нагрузками. Труды Нижегородской акустич. науч. сессии /Ред. С.Н.Гурбатов.– Нижний Новгород: ТАЛАН, 2002, с. 346-348.
3. Ильченко В.Л. О плотностных и упруго-анизотропных свойствах пород Кольской сверхглубокой скважины и их поверхностных гомологов. //Вестник МГТУ (Мурманский гос.тех.ун-т), т.10, №2, 2007, с.251-255.
4. Ильченко В.Л. О вариациях плотности и анизотропии упругих свойств архейских пород в приповерхностном залегании (на примере Центрально-Кольского мегаблока, Балтийский щит). //Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2010, №1, с.73-79.
5. Кольская сверхглубокая. М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998.- 260 с.
6. Пономарёв Л.И. Под знаком кванта.- 2-е изд., испр. и доп. – М.: Наука. Гл. ред. физ.-мат. лит., 1989. – 368 с.: ил.
7. Трипольский А.А., Шаров Н.В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004, 159 с.
8. <http://www.newgeophys.spb.ru/ru/book2>.

MODELING OF THE TART CRUST TECTONIC LAERING AS AN OSCILLATORY SYSTEMS, EXCITED BY THE LUNAR TIDE (ON THE EXAMPLE OF THE PECHENGA BLOCK, THE BALTIC SHIELD)

Il'chenko V.L.

Geological Institute of the Kola Science Center, Russian Academy of Sciences (GI KSC RAS), Apatity, vadim@geoksc.apatity.ru

The hypothesis is confirmed about the lunar tide influence on the Earth crust tectonic layering. The way of construction of a tectonic layering model for a crustal block, transformed by the lunar tide to an oscillatory system with a mode of a standing wave is presented.

ОЦЕНКА ГЛУБИНЫ ПРОНИКНОВЕНИЯ ЭНЕРГИИ ЛУННОГО ПРИЛИВА ВО ВНЕШНЮЮ ОБОЛОЧКУ ЗЕМЛИ

Ильченко В.Л.

Геологический институт Кольского научного центра РАН (ГИ КНЦ РАН), Апатиты, vadim@geoksc.apatity.ru

В работе [Ильченко, 2012 (в этом сборнике)] остался нерешённым вопрос, связанный с ограничением влияния энергии приливо-волнового фактора. Для внешней оболочки Земли расслоенное строение является типичным и его границы установлены на разных глубинах. В КМО Земли различают глобальные (100, 410, 520, 670 и 2900 км) и промежуточные (60, 80, 220, 330, 710, 900, 1050 и 2640 км) [Пущаровский, Пущаровский, 1998] сейсмические границы. При этом геофизики продолжают находить всё новые границы (например: 800, 1200-1300, 1700, 1900-2000 км и т.д.) [Пущаровский, Пущаровский, 1998], большая часть которых не имеет сплошного латерального распространения [Трипольский, Шаров, 2004].

Силу притяжения определяют расстояние между планетами и их массы, а масса планеты (шара) зависит от его плотности и объёма, который определяется радиусом; т.е. ключевые параметры для расчёта массы планет - это радиус (R) и плотность (ρ).

Рассмотрим условно равновесный гравитационный диполь «Луна-Земная приливная волна». Условие равновесности диполя описывается соотношением: $R_{\text{л}} \cdot \rho_{\text{л}} = R_{\text{зпв}} \cdot \rho_{\text{зпв}}$. Луна всегда повернута к Земле одной стороной, находится от неё на стабильном расстоянии и её влияние одинаково в любой точке земной поверхности, т.е.: $R_{\text{л}} \cdot \rho_{\text{л}} = \text{const}$. Для поддержания равновесия в диполе масса приливной волны должна быть эквивалентна лунной. Плотность внешней оболочки Земли отличается заметными вариациями и равновесие этого диполя можно сохранить лишь постоянно контролируя размер приливной области или её радиус: $R_{\text{зпв}} = R_{\text{л}} \cdot \rho_{\text{л}} / \rho_{\text{зпв}}$. Умножив радиус Луны на плотность ($R_{\text{л}} \approx 1737.1$ км, $\rho_{\text{л}} \approx 3.3$ г/см³), получим константу: $K_{\text{л}} = 573.243$ (т/см²), а разделив $K_{\text{л}}$ на плотность верхней мантии Земли ($\rho_{\text{вмз ср.}} \approx 4.6$ г/см³ [Грушинский, Сажина, 1981]) получаем глубину воздействия прилива: $R_{\text{зпв}} \approx 1246.18$ км.

Примечательно, что на глубинах 1200-1300 км обретаётся некий геофизический раздел [Пущаровский, Пущаровский, 1998], в котором установлено «...уменьшение скорости упругих волн и резкое увеличение плотности [Грушинский, Сажина, 1981]». Замедление волновых фронтов в краевых областях геологических объектов было экспериментально предсказано А.Г.Гликманом [//<http://www.newgeophys.spb.ru/ru/book2>], а парадоксальное на первый взгляд «...уменьшения скорости... и резкое увеличение

плотности...» указывает на присутствие здесь совершенно особенной границы. По-видимому, этот раздел (полагая допущение из предыдущего абзаца справедливым) и ограничивает влияние приливо-волнового фактора на внешнюю оболочку Земли.

Расчёт параметров расслоения земной коры Печенгского блока (ЗКПБ) как колебательной системы в статье [Ильченко, 2012 (в этом сборнике)] проводился по аналогии с законом затухания стоячей волны (звука) в струне и пошаговым её делением на последовательность (ряд) значений (длин мод) в виде затухающей геометрической прогрессии решением уравнения $M_n = M/2^n$ (M – мощность ЗКПБ=42 км, M_n – мощность n -го элемента расслоения, $n=0,1,2,3...$ все целые числа (см. таб.1)).

Таб. 1. Граничные параметры первых 11 мод модели расслоения ЗКПБ.

№	M0	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10
L	42	21	10.5	5.25	2.62	1.31	0.66	0.33	0.16	0.08	0.04

Если энергия прилива проникает в Землю на глубину $R_{зпв} \approx 1246.18$ км, то вся эта толща превращается в колебательную систему, которую следует выделить как Главную Колебательную Систему (или слой ГКС). Этот слой, как затухающая колебательная система, также подвержен расслоению и его параметры можно вычислить тем же способом, что был применён к ЗКПБ (таб.2).

Таб. 2. Граничные параметры первых 11 мод модели расслоения ГКС.

№	M0	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10
L	1246.1	623.0	311.5	155.7	77.8	38.9	19.4	9.7	4.8	2.43	1.22

Сравнивая таблицы 1 и 2 можно прийти к выводу, что расчётное значение моды M5 в модели расслоения ГКС является формальным аналогом моды M0 в модели ЗКПБ.

Для расчёта граничных параметров расслоения ЗКПБ [Ильченко, 2012 (в этом сборнике)], как было сказано, за точку отсчёта (раздел «кора-мантия») было принято граничное значение $M_0 = 40-44$ или 42 ± 2 км из [Кольская..., 1997], хотя о мощности ЗКПБ есть и другие мнения: по материалам ГСЗ и МОВЗ [Трипольский, Шаров, 2004], эта граница лежит на глубинах 39-44 км. Если бы в [Ильченко, 2012 (в этом сборнике)] выбор этого значения по какой-либо причине пал на $M_{0\text{ЗКПБ}} = 39$ км, оно бы почти идеально совпало с $M_{5\text{ГКС}} = 38.94$ км (таб.2).

Внешняя оболочка Земли отличается расслоенным строением на глобальном уровне. Геометрическая форма каждого её блока уникальна и, видимо, нет двух блоков с тождественными параметрами элементов расслоения. Мощность слоя ГКС также не постоянна (из-за вариаций плотности вещества верхней мантии). Учитывая, что $M_{0\text{ЗКПБ}} = M_{5\text{ГКС(под ЗКПБ)}} = 42$ км, обратным пересчётом можно получить значение мощности слоя ГКС под ЗКПБ:

$M_{0\text{ГКСЗКПБ}} = 42 \cdot 2^5 = 1344$ км (и рассчитать среднюю плотность вещества верхней мантии этого слоя: $\rho_{\text{ГКС42}} = K_{\text{л}}/M_{\text{ГКС42}} \approx 4.26$ г/см³). В таб. 3 приведены результаты расчёта параметров расслоения земной коры как колебательной системы для возможных целочисленных значений мощности, откуда можно сделать вывод о первичной природе упомянутых выше глобальных, второстепенных и прочих мантийных и коровых сейсмических границ [Пушаровский, Пушаровский, 1998].

M0	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	MГКС	ρГКС
32	16	8	4	2	1	0.5	0.25	0.12	0.06	0.031	1024	5.60
33	16.5	8.25	4.12	2.06	1.03	0.51	0.25	0.12	0.06	0.032	1056	5.43
34	17	8.5	4.25	2.12	1.06	0.53	0.26	0.13	0.06	0.033	1088	5.27
35	17.5	8.75	4.37	2.18	1.09	0.54	0.27	0.13	0.06	0.034	1120	5.12
36	18	9	4.5	2.25	1.12	0.56	0.28	0.14	0.07	0.035	1152	4.98
37	18.5	9.25	4.62	2.31	1.15	0.57	0.28	0.14	0.07	0.036	1184	4.84
38	19.0	9.5	4.75	2.37	1.18	0.59	0.29	0.14	0.07	0.037	1216	4.71
39	19.5	9.75	4.87	2.43	1.21	0.60	0.30	0.15	0.07	0.038	1248	4.59
40	20	10	5	2.5	1.25	0.62	0.31	0.15	0.07	0.039	1280	4.48
41	20.5	10.2	5.12	2.56	1.28	0.64	0.32	0.16	0.08	0.040	1312	4.37
42	21	10.5	5.25	2.62	1.31	0.65	0.32	0.16	0.08	0.041	1344	4.26
43	21.5	10.7	5.37	2.68	1.34	0.67	0.33	0.16	0.08	0.042	1376	4.17
44	22	11	5.5	2.75	1.37	0.68	0.34	0.17	0.08	0.043	1408	4.07
45	22.5	11.2	5.62	2.81	1.40	0.70	0.35	0.17	0.08	0.044	1440	3.98
46	23	11.5	5.75	2.87	1.43	0.71	0.35	0.18	0.09	0.045	1472	3.89
47	23.5	11.7	5.87	2.93	1.46	0.73	0.36	0.18	0.09	0.046	1504	3.81
48	24	12	6	3	1.5	0.75	0.37	0.18	0.09	0.047	1536	3.73
49	24.5	12.2	6.12	3.06	1.53	0.76	0.38	0.19	0.09	0.048	1568	3.66
50	25	12.5	6.25	3.12	1.56	0.78	0.39	0.19	0.09	0.049	1600	3.58
51	25.5	12.7	6.37	3.18	1.59	0.79	0.39	0.19	0.10	0.050	1632	3.51
52	26	13	6.5	3.25	1.62	0.81	0.40	0.20	0.10	0.051	1664	3.44
53	26.5	13.2	6.62	3.31	1.65	0.82	0.41	0.20	0.10	0.052	1696	3.38
54	27	13.5	6.75	3.37	1.68	0.84	0.42	0.21	0.10	0.053	1728	3.32
55	27.5	13.7	6.87	3.43	1.71	0.85	0.43	0.21	0.10	0.054	1760	3.26
56	28	14	7	3.5	1.75	0.87	0.43	0.21	0.10	0.055	1792	3.20
57	28.5	14.2	7.12	3.56	1.78	0.89	0.44	0.22	0.11	0.056	1824	3.14
58	29	14.5	7.25	3.62	1.81	0.90	0.45	0.22	0.11	0.057	1856	3.09
59	29.5	14.7	7.37	3.68	1.84	0.92	0.46	0.23	0.11	0.058	1888	3.04
60	30	15	7.5	3.75	1.87	0.93	0.46	0.23	0.11	0.059	1920	2.98
61	30.5	15.2	7.62	3.81	1.90	0.95	0.47	0.23	0.11	0.060	1952	2.94
62	31	15.5	7.75	3.87	1.93	0.96	0.48	0.24	0.12	0.060	1984	2.89
63	31.5	15.7	7.87	3.93	1.96	0.98	0.49	0.24	0.12	0.061	2016	2.84
64	32	16	8	4	2	1	0.5	0.25	0.12	0.062	2048	2.80

Таб.3. Зависимость расчётных значений граничных параметров расслоения земной коры (ЗК), а также мощности и средней плотности вещества ГКС_{ЗК} от исходного значения M0_{ЗК}.

Из таб. 3 следует, что при больших вариациях мощности слоя ГКС в целом, по мере затухания происходит закономерное

стремление к сближению значений конечных элементов тектонического расслоения любого объекта в составе внешней оболочки Земли.

Средняя мощность континентальной земной коры составляет 30-70 км. Исходя из предложенного способа построения моделей расслоения геологических объектов с расчётом граничных параметров по закону $M_n = M/2^n$ и в целях устранения путаницы, имеет смысл ограничить эту мощность глубинами 32-64 км (поскольку они дублируются).

Литература

1. Грушинский Н.П., Сажина Н.Б. Гравитационная разведка. Учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. М., Недра, 1981, 391 с.
2. Ильченко В.Л. Моделирование тектонического расслоения земной коры как колебательной системы, возбуждаемой лунным приливом (на примере земной коры Печенгского блока, Балтийский щит). /Сб. мат-лы XIII междунар. конф. "Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле"./Ред.: Лебедев Е.Б., Салтыковский А.Я. и др. Москва, 1-3 октября, Борок, 4 октября 2012 г. /М.: - 2012, с...
3. Кольская сверхглубокая. М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998.- 260 с.
4. Пущаровский Д.Ю., Пущаровский Ю.М. Состав и строение мантии Земли. //Соросовский Образовательный Журнал. 1998, № 11, стр. 111-119.
5. Трипольский А.А., Шаров Н.В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004, 159 с.
6. <http://www.newgeophys.spb.ru/ru/book2>

ESTIMATION OF THE DEPTH OF THE LUNAR TIDE IMPACT IN THE OUTER SHELL OF THE EARTH

Ilchenko V.L.

Geological Institute of the Kola Science Center, Russian Academy of Sciences (GI KSC RAS), Apatity, vadim@geoksc.apatity.ru

The principle of equivalence of gravitating masses (EGM) is introduced under which the depth of penetration of the lunar tide energy is limited by substance average density in the area of tidal disturbances. In accordance with the EGM principle in the outer shell of the Earth there is distinguished the Main oscillatory system (MOS layer), which does not have constant thickness because of spatial and temporal variations of the substance average density in the MOS layer due to continuous isostatic mass redistribution in its lower part.

К АЛЬПИЙСКИМ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИМ И
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИМ ОСОБЕННОСТЯМ ЗАПАДА
БЕЛУДЖИСТАНА, ИРАН, БЛИЖНИЙ ВОСТОК

¹Имамвердиев Н.А., ²Романько А., ²Савичев А., ²Степанов С.,
³Прокофьев В., ⁴Хейдари М.

¹Государственный Университет Баку, Республика Азербайджан,

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

³Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва,

⁴Факультет геологии, Университет Бу Али Сина, Хамадан, Иран

Установлены внутриплитные продукты, ассоциирующие с карбонатами квартера Афганистана. Возбужденный эндогенный режим, удовлетворительно объясняющий многие тектоно-магматические, металлогенические и некоторые особенности углеводородов, в частности падение их продуктивности на север.

ON ALPINE TECTONIC-MAGMATIC-METALLOGENIC
PECULIARITIES IN WEST BALUCHESTAN, MIDDLE EAST

¹Imamverdyev N.A., ²Romanko A., ²Savichev A., ²Stepanov S.†,
³Prokofiev V., ⁴Heidari M.

¹Baku State University, Baku, Republic of Azerbaijan,

²Geological Institute RAS, Moscow, Russia, a-romanko@ya.ru;

³Institute of Geology of Ore Deposits RAS, Moscow, Russia

⁴Department of Geology, Bu-Ali Sina University, Hamadan, Iran

We present materials on poorly studied important Alpine volcanic and often cogenetic plutonic rocks in west Baluchestan, east Iran. They were received by our group led by famous geologists Drs. E. Romanko, A. Houshmandzadeh and M.A.A. Nogol Sadat. Some important features on Neogene intraplate African superplume-related subalkaline-alkaline rocks are as follows: mainly K-Na subalkaline rock affinity (also alkaline one too) with a middle K, not very High-Ti, not high, deep $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I_{Sr}) = 0.7039 ± 0.2 (trachyandesite r70) and 0.70489 ± 0.18 (trachybasalt r71) alongside 0.7049 on a 'volcanite' by Camp, Griffis, 1982; LREE-enrichment with a high LREE/HREE (La more than 40 ppm), characteristic Eu/Eu* more than 1.1; up to high – 1/3 of CaO and up to a high - 0.45% of Sr in basic trachyandesites (meaning real carbonatites ca 200 km to the east, Hanne shin, Afghanistan), complex correlation of some characteristic elements; then-High-Ti (rutile, Ti-hornblende) and High-Ca phases (clinozoisite, Ca-rich zeolite?), replacement of primary minerals due to a fairly strong rock-fluid interaction. Interesting Carbonatite (-alkaline rocks) – gas hydrate correlation is revealed in other regions, ex,

India [Ramasamy et al., 2009]. Some features on strongly dominated **subduction-related** calc-alkaline volcanic-plutonic rocks are: $I_{Sr} = 0.70456 \pm 0.05$ (Quaternary? basic andesite, Bazman volcano), mainly K-Na affinity, middle K, low Ti, LREE-enrichment, and moderate Eu-deficit; lower trace elements content versus intraplate rocks mentioned, usual Ca and Sr, good mineralogy-rock chemistry correlation; fairly fresh color minerals, no strong mineral replacement.

NE tectonic-magmatic-metallogenic (important regional Cu-Au deposits; also Cu-Ni-Co, Cr Cretaceous ophiolite-related deposits; Pb, Zn, Mo, mainly non-rich Ag, PGE, As, Hg, Bi, S, Si etc.) zonation, related to the famous subduction of Arabian plate exists - calc-alkaline-1 – intraplate-2: 1: Eocene shoshonites – Paleocene-Oligocene calc-alkaline intrusions - Miocene-Recent calc-alkaline volcanic-plutonic rocks and 2: Paleogene? (Lut block)-Neogene subalkaline rocks - Quaternary Afghanistan carbonatites etc. Alpine compression in the Central Iran on the moderate subductional depths up to 200 km due to ideas by ex., Trubitsyn et al., at least, partly compensated by contemporaneous or younger, Pg?-N-Q extensional intraplate magmatism of the region.

Some important points are as follows:

- a satisfactory correlation tectonics – earthquakes exists
- induced seismicity due to hydrocarbon works was revealed in north Persian Gulf [Jalali et al., 2007 etc.]
- strike-slip faults relate to Hi-earthquakes often, ex. West Pamir etc.
- no African superplume-seismicity relation known despite its correlation with regional intraplate magmatism, hydrocarbons decreasing to the north etc.
- a satisfactory tectonic-magmatic-metallogenic+-hydrocarbons correlation was revealed in the region studied.

We are so grateful to much known regional specialists E. Romanko, A. Houshmandzadeh, and M.A.A. Nogol Sadat; also to M. Hosseini, S. M. Tabatabaeimanesh, M. Ziaii, and many others.

ЛЕЙКОКСЕНИЗИРОВАННЫЙ ИЛЬМЕНИТ ТИТАНО-ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ: ИССЛЕДОВАНИЕ РЕНТГЕНОВСКИМИ МЕТОДАМИ

¹Иоспа А.В., ²Якушина О.А.

¹ФГУП «ВИМС» им. Н.М.Федоровского

²Международный университет природы общества и человека «Дубна»

Изучение минерального состава руд россыпных месторождений традиционными оптическими методами затруднительно из-за крупности слагающих минералов (так, основные рудные минералы россыпных Ti-Zr песков сосредоточены в классе крупности – 0,1+0,044 мм Бешпагирское; – 0,047 мм Тарское) и сложности полиминерального состава (Ti-Zr россыпи – 15-20 минералов).

Главные рудные минералы Ti-Zr россыпей – ильменит FeTiO_3 , псевдуртил $\text{Fe}^{3+}_2\text{Ti}_3\text{O}_9$, рутил TiO_2 , анатаз (реже брукит) TiO_2 , циркон ZrO_2 ; второстепенные – кварц, полевой шпат, глауконит (Центральное), каолинит (Тарское); в подчиненном количестве кианит, силлиманит, ставролит, турмалин, гранаты, эпидот; в незначительных количествах – др. минералы; вредные примеси – хромшпинелиды, монацит. При определении минсостава методом оптической микроскопии получают некорректные данные для хромшпинелидов, их содержание или завышено, или занижено; для кианита и анатаза – содержание обычно занижено. При этом невозможно определить степень изменения ильменита; определить кварц, содержащийся в тонкодисперсном лейкоксеновом агрегате («лейкоксене»), и состав самого «лейкоксена» [Иоспа, 2012].

Впервые для изучения «лейкоксена» титано-циркониевых россыпей нами был применен метод рентгеновской томографии (РТ) [МР НСОММИ №130, 1999], результаты которого однозначно указывали на неоднородность состава рудных минералов в концентратах. «Лейкоксен» из индийского концентрата содержит реликты псевдуртила; при исследовании двух зерен, идентично выглядевших в оптическом микроскопе, РТ установил, что одно зерно является ильменитом, другое – псевдуртилом (Рис. 1). Зерна «лейкоксена» российского концентрата являются однородными, в отличие от индийских.

Количественным рентгенографическим фазовым анализом, основываясь на известной методике (РКФА) черных шлихов Ti-Zr руд Бешпагирского месторождения [Инстр. НСОММИ №54, 2005], установлено: *ильменитовые* концентраты Ti-Zr россыпей Индии и Украины состоят преимущественно из псевдуртила, в индийском отмечается присутствие ильменита, в украинском он не установлен; *лейкоксеновые* концентраты – главным минералом российского является рутил (подтверждено микрорентгеноспектральным анализом), а индийский – смесью рутила и псевдуртила. (рис. 2)

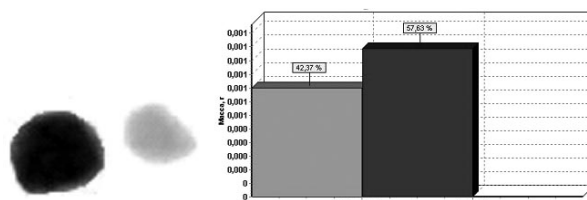


Рис.1. Рентгенотомограмма зерен ильменита и псевдорутила и их % соотношение. Индия, ильменитовый концентрат.

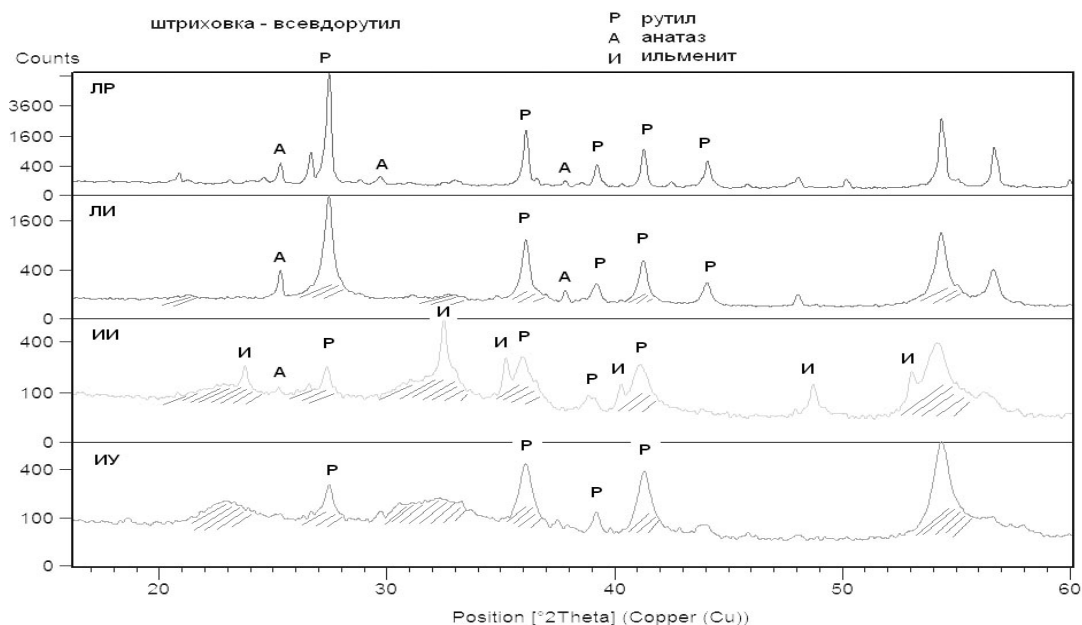


Рис. 2. Дифрактограммы лейкоксеновых (Л) и ильменитовых (И) концентратов из Индии – ЛИ и ИИ, Украины – ИУ, России – ЛР.

Литература

1. МР НСОММИ №130. М.: ВНИИгеосистем. 1999.
2. Инструкция НСОММИ №54 «Рентгенографический количественный фазовый анализ (РКФА) черных шлихов из рудных (Ti-Zr) песков (на примере Бешпагирского месторождения)». М.: ВИМС. 2005.
3. Иоспа А.В. «Лейкоксен: минерал или агрегат» /Тез. докл. IV Науч.-практ. конф. 22-23 мая 2012, Москва / М.: ВИМС. 2012. С. 57.

LEUCOXENIZED ILMENITE OF TITANO-ZIRCONIUM PLACER DEPOSITS: STUDING IN THE X-RAYS

¹Iospa A.V., ²Yakushina O.A.

¹All-Russia Institute of Mineral Resources (VIMS), ada_heals@mail.ru

²Dubna International University for Nature, Society and Man, yak_oa@mail.ru

The results of ilmenite testing for phase composition with X-ray CT and X-ray diffraction are discussed. X-ray CT permits to obtain direct visual picture of the internal structure and its peculiarities, as an example the one of ilmenite has been for the first time studied with X-ray CT.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СЕЙСМОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ВТОРОГО РОДА В ФЛЮИДО- НАСЫЩЕННЫХ ПЕСЧАНИКАХ

Камшилин А.Н., Насимов Р.М. Волкова Е.Н.

Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва kamshilin@ifz.ru

Изучение связей между геофизическими полями, изучение свойств литосферы, как преобразователя энергии и возможностей использования этих знаний в практических целях вызывает нарастающий интерес. Значительное внимание при этом уделяется исследованиям взаимного преобразования упругих и электрических полей в пористых влагонасыщенных породах. Это явление известно, как сейсмоэлектрический эффект второго рода (СЭЭФ), впервые обнаруженный Ивановым А.Г. [Черняк, 1987].

В представляемом докладе будут приведены результаты лабораторных исследований СЭЭФ в образцах песчаника в режиме вынужденных колебаний и в режиме автоколебаний. Цель работы – изучение зависимости СЭЭФ от свойств насыщающей жидкости, изучение связи между амплитудно-частотными характеристиками акустических и электрических сигналов и параметрами автоколебаний.

На рис.1 представлена структурная схема лабораторной установки.

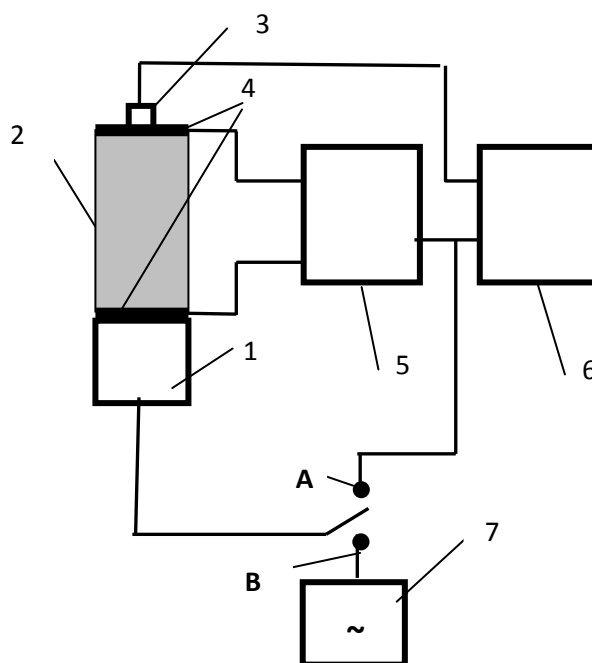


Рис. 1 Структурная схема лабораторной установки. 1 – вибратор, 2- образец, 3 – акустический датчик, 4 – электроды, 5 – электронный блок, 6 – регистрирующее устройство, 7 – генератор электрических колебаний. Положение переключателя **А** (режим А) – режим автоколебаний, положение переключателя **В** (режим В) – режим вынужденных колебаний.

Особенность этой установки – возможность работы как в автоколебательном режиме при отключении внешнего генератора 7, так и в режиме вынужденных колебаний. В первом случае (положении **А**), вибратор, образец и электронный блок образуют замкнутый контур. При выполнении условий баланса амплитуд: $K=1$ и баланса фаз: $\varphi=2\pi n$, где K и φ – соответственно коэффициент усиления сигнала по замкнутому контуру и набег фазы по тому же контуру, в этой цепи возникают автоколебания. Шумы, усиленные электронным блоком, поступают на вход вибратора, образец подвергается акустическому воздействию, в результате сейсмoeлектрических преобразований на электродах возникает электрический сигнал и, при выполнении упомянутых выше условий, возникает автоколебательный процесс.

В режиме вынужденных колебаний установка работает при положении переключателя в **В**). Частота акустического сигнала задается внешним генератором 7. В этом режиме генератор используется для излучения свип-сигнала в диапазоне от 1 кГц до 10 кГц, что позволяет определять амплитудно-частотные характеристики (АЧХ) акустического и электрического сигналов.

Электронный блок содержит селективный (1-10 кГц) и режекторный (50 Гц) фильтры, фазовращатель, масштабный усилитель. С помощью схемы, изображенной на рис.1 реализуется режим прямых сейсмoeлектрических преобразований – воздействие на образец акустическое, отклик электрический. Возможно обратное включение, когда осуществляется электрическое воздействие на образец - акустические шумы воспринимаются акустическим датчиком, усиливаются и поступают на электроды. В этом случае возникает автоколебательный режим, основанный на обратном сейсмoeлектрическом эффекте.

Первая серия экспериментов проводилась с сухими и незначительно увлажненными образцами песчаников в режимах **В** и **А**. Для сухих песчаников автоколебания удавалось возбудить лишь в узких интервалах частот, распределенных по рабочему диапазону (от 1 до 10 кГц). При незначительном увлажнении образца при помощи шприца количеством воды до нескольких десятых мл, что составляло не более 0,01 % от объема образца, автоколебательный режим не прерывался. Через некоторое время (от 1 до десятков минут) частота автоколебаний самопроизвольно скачком изменялась. Тогда определялись АЧХ акустического и электрического сигналов переводом в состояние в режим вынужденных колебаний и опять регистрировались оба сигнала. При этом мы исходили из предположения, что изменение автоколебательного режима влажного образца происходит

вследствие изменения передаточной функции образца $H(f)=E/S$, где E – электрический сигнал, S – акустический сигнал, что отражается на АЧХ сигналов.

Вторая серия экспериментов проводилась с образцами полностью насыщенных различными жидкостями: водой, растворами хлористого натрия в воде различной концентрации, керосином и раствором трилона Б. Изучалась зависимость передаточной функции H (АЧХ сигналов) и автоколебательных режимов от свойств флюидов.

Основные обнаруженные факты:

1. При насыщении пресной и солёной водой эффективность механо-электрических преобразований падает, характер автоколебаний существенно меняется или они исчезают совсем

2. Керосин и раствор трилона Б в меньшей степени влияют на СЭЭФ и автоколебания.

3. Образец, имеющий индивидуальные акустические и электрические характеристики (проводимость и диэлектрическая проницаемость) является основным элементом колебательной системы является частотно-задающим элементом (при прочих неизменных условиях).

Выводы.

Известно, что эквивалентная добротность объектов в автоколебательном режиме возрастает на несколько порядков. Это создает предпосылки для разработки методов изучения состояния и свойств этих объектов. В ходе наших экспериментов подтверждено, что в качестве таких объектов могут выступать и горные породы. Доказано, что автоколебательные режимы управляются передаточной функцией H , определить которую можно, изучая АЧХ акустического и электрического сигналов.

Литература

1. Черняк Г.Я. Электромагнитные методы в гидрогеологии и инженерной геологии / Москва. Недра. 1987.
2. Светов Б. С. Губатенко В. П. Электромагнитное поле механоэлектрического происхождения в пористых влагонасыщенных горных породах // Физ. Земли 1999. 10, с. 6773.
3. Светов Б.С., Шерман Г.Х., Шипулин С.В. Сейсмoeлектрический эффект второго рода в горных породах // Геология и геофизика 1999, т. 40, № 8, с. 1251-1257.

РЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЧАСТИЧНО РАСПЛАВЛЕННЫХ ПОРОД

Каракин А.В., Покаташкин П.А.

ВНИИГеосистем, avkarakin@gmail.com, p.a.pokatashkin@gmail.com

В докладе дается краткий обзор по проблеме реологии концентрированных суспензий и поровязких сред применительно к геодинамике частично расплавленных пород в недрах планет земной группы, а также некоторых крупных астероидов. Актуальность этой проблемы в области геодинамики связана, в основном, с тем обстоятельством, что расплавление является главным фактором дифференциации вещества планет. Рассматривается влияние различных физических факторов на реологические свойства частично расплавленных пород. Приводятся результаты экспериментов и натурных наблюдений, а также теоретические представления в этой области. Критический анализ этих данных позволяет существенно продвинуться в понимании сути физических процессов, происходящих на микроуровне в частично расплавленных породах. Некоторые выводы допускают обобщение на случай дисперсных смесей другой природы, а именно – в механике разжиженных горных пород.

Частично расплавленные породы обладают некоторой спецификой, которая позволяет существенно продвинуться в исследовании реологии на уровне микроструктуры. В реологии частично расплавленных горных породах молекулярные силы и другие виды физико-химического взаимодействия могут играть существенную роль лишь при малой доли расплава – меньшей или порядка 5-7%. При большей доли расплава начинают превалировать два основных фактора – сухой контакт между зернами и гидродинамическая связь посредством смазочного слоя.

Приближение смазки хорошо известно и детально описано [Слезкин, 1993]. Смазочный слой между зернами обладает весьма специфическими свойствами. Сила взаимодействия между зернами прямо пропорциональна скорости сближения между ними и обратно пропорциональна кубу расстояния между гранями зерен. По этой причине при резких движениях зернистая структура реагирует как жестко связанная система зерен. При медленных и плавных движениях зерна могут разойтись на достаточно большое расстояние, при котором эффект смазки пропадает [Каракин и др., 1990].

В зазоре между зернами далеко не всегда может возникнуть сма-

зочный слой. Для его существования необходимо выполнение уравнений гидродинамики Стокса для несжимаемой жидкости. Эффект смазки исчезает при нарушении любого из перечисленных условий. В частности, их нет в сжимаемой среде, при наличии инерциальных сил, а также в том случае, если возникают силы молекулярного происхождения, которые превышают гидродинамические силы. С ростом пористости возрастают абсолютные размеры зазоров при том же самом уровне средних напряжений. Расстояние же действия молекулярных сил не зависит от пористости. Отсюда уже нетрудно найти критерий, с помощью которого можно сравнить гидродинамические и молекулярные силы. Этот факт имеет принципиальное значение для понимания механизма деформирования при любой степени плавления и для установления связи его с микроструктурой для типичных горных пород, слагающих планеты земной группы.

Грубо реологические свойства частично расплавленных пород можно оценивать по кривой течения и дифференциальной вязкости. Эта кривая имеет по крайней мере три пороговых значения. Первый порог соответствует пористости 5 – 7%. При пористости, превышающей этот порог доминирующим фактором деформирования среды становится скольжение по тонким слоям расплава. Другие факторы играют роль лишь при меньшей пористости. Где-то в интервале 20 – 30%-ой доли расплава существует второй порог. При его превышении остается только одна гидродинамическая связь. Третий порог находится при достаточно большой концентрации расплава – примерно в 50%. Связь с помощью смазочного слоя допускает возможность существования различных ажурных конфигураций (коллоидного типа) микроструктуры частично расплавленных пород, которые обладают неустойчивостью.

Однако понимание сути механизма еще не достаточно для его реализации на уровне математического моделирования. Свойства дисперсных смесей достаточно хорошо исследованы лишь при двух крайних значениях концентраций фаз. В обоих случаях мы имеем дело с локальной гидродинамикой гетерогенной смеси. При пористости меньшей второго порога возникает поровязкая среда, которая описывается механикой компакций. Для разреженной суспензии применима формула эффективной вязкости Эйнштейна.

Если концентрации фаз одного порядка, то поведение смеси становится очень сложным. Возникают кластеры частиц или наоборот – свободного пространства, заполненного жидкостью. Самые удиви-

тельные структуры возникают вблизи третьего порога кривой течения. Коллоидные структуры образуют домены, которые связаны между собой гидродинамической связью. При определенных условиях эти структуры могут схлопываться. В этой области свойства смеси носят сложный характер и описываются нелокальными определяющими уравнениями.

Если проницаемость поровязкой среды сравнительно легко находится из экспериментов, то реологические свойства скелета в лабораторных условиях определить сложно в силу очень больших пространственно-временных масштабов геодинамических процессов. Существует целый ряд приемов (например использование центрифуг), которые позволяют ускорить процессы и сделать их доступными для измерений, а затем производится пересчет с помощью метода подобия. Используются также аналоговые эксперименты с более податливыми материалами, например, с каменной солью. В работе [Holtzman et. al., 2005] теоретическими методами исследуются результаты эксперимента со сдвиговыми деформациями частично расплавленной породы. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что существует двойная система сообщающихся тонких слоев, заполненных расплавом, которые находятся под определенным углом друг к другу и к направлению сдвига.

Отдельное направление при измерении вязкости скелета составляет наблюдение природных явлений. К ним относятся постгляциальное поднятие коры в районе Фенноскандии и застывшие интрузии, которые стали доступными для наблюдений. Каждый из этих методов обладает своими возможностями и ограничениями. О разумных оценках вязкости можно говорить только в том случае, если все эти методы дают сходные результаты. Объемную вязкость поровязкой среды оказалась примерно равной $10^{18} \text{ Pa}\cdot\text{с}$. Можно также считать твердо установленным фактом экспоненциальную формулу для зависимости сдвиговой вязкости η от пористости ϕ

$$\eta = \eta_0 \exp(-\lambda\phi), \quad (1)$$

где коэффициент λ для разных пород меняется примерно в пределах 22 – 25.

Данный обзор позволяет сформулировать новые постановки задач компакций. Приведем одну из них. Исследуем спокойный режим

седиментации дисперсной смеси, происходящий в цилиндрическом сосуде с непроницаемым дном. Рассматриваем динамические процессы в субкритической области в зоне второго порога. Считаем, что объемная вязкость меняется очень резко и падает до нуля, а проницаемость практически не меняется.

С помощью преобразования по формулам (для компактности выкладки опускаем) переходим к безразмерному уравнению с граничным условием

$$\frac{d}{d\xi} \left(y \frac{dy}{d\xi} \right) = y - 1, \quad y = 1 \quad \text{при} \quad \xi = 0 \quad .(2)$$

которое имеет решение в окрестности граничной точки

$$y' = -A \operatorname{sh} \xi, \quad A > 0, \quad \xi < 0. \quad (3)$$

Здесь константа A определяется из условия сшивания с основным решением в области компакткии.

Литература

1. Слезкин Н.А. Динамика вязкой несжимаемой жидкости. 1955. М.: Гос. изд. тех. – теор. лит. 520 с.
2. Каракин А.В., Шкловер В.Э. Об осреднении зернистой среды с упаковкой из шаров с прослойками // Изв. АН СССР, Механика Жидкости и Газа. 1990. № 3. С. 74 – 81.
3. Holtzman B.K., Kohlstedt D.L. and Morgan J.P. Viscous energy dissipation and strain partitioning in partially molten rocks // Journal of Petrology. 2005. V. 46. No 12. P. 2569 – 2592.

RHEOLOGICAL PROPERTIES OF PARTLY MELT ROCKS

Karakin A.V., Pokatashkin P.A.

VNIIGeosystems, avkarakin@gmail.com, p.a.pokatashkin@gmail.com

A brief review on the problem of rheology of concentrated suspensions and porous elastic medium is considered. This problem is actual for geodynamics of partly melt rocks in planets of Earth group and some big asteroids.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МАССИВА ГАРЦ (ГЕРМАНИЯ)

Клиш И., Геворкян Р.Г.

Ереванский государственный университет, rgev@ysu.am

Горный массив Гарц располагается в северной части территории Германии и занимает геологическую позицию между Рейнскими складчатыми горами и глыбой Флейтинг-Росслау. Комплекс магматических пород представлен рядом от гарцбургитов, оливиновых норитов, габбро-норитов, биотит-авгитовых диоритов до двухслюдяных и лейкократовых гранитов Брокена (284 млн. лет) и Рамберга (283 млн. лет) [1].

Модель формирования комплекса пород Гарца основана на тектонических, петрологических и геохимических данных реконструкций. Эпигенетические тектонические напряжения привели к воздыманию литосферы примитивной мантийной магмы и частичному анатексису пород вдоль зоны субдукций. Затем в связи с сужением зоны субдукции произошло смещение мантийной магмы в верхнюю литосферу до зоны Аккер-Брухберг. Это привело к отторжению массива Окер и смещению массива Ильзештейн и последующему активированию глубинной зоны северного разлома Гарца. Вдоль последней произошли внедрения флюидов метасоматических растворов первичного магматического очага толеит-базальтового состава и подогрев пород массива Брокен. Движения вдоль герцинской линии разломов протекали одновременно с кристаллизацией гранита Брокен. При последующих процессах растяжения коры, вдоль линеаментов Рейнского направления, внедрился однофазовый массив Рамберг. А смещение очага и активация линеаментов Эггического направления привели к гранитизации двухслюдяных гранитов массива Рамберг.

С **петрологической** точки зрения магматические породы Гарца образовались из первичной щелочно-земельной (толеитовой) магмы в условиях повышения щелочности. Первичный состав отвечает габбро-норитам [2]. На примере гранитов массива Брокен показано развитие защелачивания расплава в связи с калиевым метасоматозом. Этот процесс сопровождается образованием мирмекита, причем это связано как с калиевым так и с натрий-кальциевым метасоматозом. Графофировые структуры и микрографические срастания в микропегматитовых гранитах носит магматический характер. Краевой мирмекит образовался в начальной стадии калиевого метасоматоза в катакластически

деформированных порфировидных гранитах. В микропегматитовых гранитах сферолитовый мирмекит указывает на усиление катаклазиса в связи с усилением тектонических напряжений и тектонической деформации. Образование последних связано с повышением активности летучих и высокой температурой расплава в приконтактной зоне [3].

Биотитовые шлиры интерпретируются как линия биотита на диаграмме парагенезиса гранитоидных пород по Коржинскому, построенная в проекте Шрайнемакера [4]. Линзовидные текстуры скольжения в окружении роговообманковых гранитов указывает на интенсивное поступление калиевых мобилизаторов так и кварца необходимых для протекания реакции перехода от I на II поле щелочности [5].

Образования бластовых структур в мелкозернистых друзовых краевых гранитах (Gir) интерпретируется за счет ускоренного поступления кремнеземсодержащих мобилизаторов в интерстиции минералов. По сравнению с друзовыми (Gid) в Gir гранитах наблюдается повышение содержания кварца, в то время как калишпат остается стабильным, а количество плагиоклаза и мафитов убывает.

Текстурное развитие начинается в Gi гранитах и достигает пика в Gid гранитах и постепенно затухает в Gir гранитах. При одинаковом минеральном составе интенсифицируется хлоритизация биотитов и сосюритизация плагиоклаза [6].

Принимая во внимание метасоматический генезис первых двух фаций гранитов Ильзештейна, при почти постоянном содержаний кварца и слабо уменьшающемся плагиоклазе наблюдается существенный скачек доли калишпатовой составляющей. Приток гидротермальных щелочных мобилизаторов в Gid граниты объясняет повышение содержания калишпата при стабильном содержании кварца. Образование типичных структур Ильзештейнового комплекса можно связать с пневматолитово-гидротермальными и автометасоматическими процессами. В результате расширения резорбции плагиоклаза, краевые зоны плутона содержат больше калишпата, чем центральная часть, что связано с поступлением богатых калием мобилизаторов в заключительную фазу застывания и кристаллизации плутона.

Прикладывая теорию Д.С. Коржинского к системам с вполне подвижными компонентами, следует связывать повышение щелочности расплава от Gi гранитов к Gid гранитам с усилением степени калиевого метасоматоза. При дифференциальной

подвижности компонентов CaO, MgO, FeO или Al₂O₃ являются инертными компонентами, а K₂O или Na₂O являются подвижными. Накопление K₂O протекает в форме калиевого полевого шпата (Kfs), причем в Gi гранитах среднее содержание Kfs составляет 45,5 вес.%, а в Gid гранитах – 50,2 вес.%.

Возрастание щелочности расплава повышает активность в нем всех оснований, особенно более сильных, поэтому должны расширяться поля кристаллизации более основных минералов за счет полей менее основных. Повышение щелочности способствует более раннему отложению сильных оснований по сравнению с более слабыми. В силу кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплавах возрастание щелочности ведет к повышению потенциалов оснований в порядке понижения их электроотрицательности, т.е. в порядке: K₂O, Na₂O > CaO > MgO > FeO > Fe₂O₃, Al₂O₃ > SiO₂ > > P₂O₅, B₂O₃. При наличии биотита протекает реакция между Kfs и Pl, причем при возрастании содержания Kfs доля анортитовой составляющей в плагиоклазе возрастает, от 24 мол.% в Gi гранитах до 29 мол.% в Gid гранитах. CaO накапливается интенсивнее, чем FeO или Fe₂O₃ и этим объясняется хлоритизация биотитов, и далее серицитизация плагиоклаза, достигающая максимума при образовании калишпатовых и кварцевых эндобласт.

Повышение основности Pl можно представить с помощью следующей реакции, рассчитанной Д.С. Коржинским как $n\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot m\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \uparrow 1/2 \text{K}_2\text{O} \downarrow = n\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot (m-1)\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \uparrow 1/2 \text{Na}_2\text{O} \downarrow$ или $\text{Pl}_{n:(m+n)} + \uparrow \text{K}_2\text{O} \downarrow = \text{Pl}_{n:(n+m-1)} + \text{Ort} + \text{Na}_2\text{O}$.

С геохимической точки зрения, рассмотрение статистических данных по геохимическим особенностям, поведение K, Na, Ce, Y, Zr, Li, Rb, Cs, Sr, Pb, Cu, Mg, Fe, Ba, Nb и др. металлов в Гарце подтвердило действие механизма влияния колеблющейся щелочности на кристаллизацию магматических расплавов. При этом установлено, что такая кристаллизация приводила аналогично петрогенным элементам к дискретности поведения содержания редких элементов и металлов. Одновременно установлена специализация серий гранитов Гарца в отношении ряда элементов (например, Pb и Cu), а также редких элементов (ΣTR , Li, Rb).

Рассмотрение петролого-геохимических особенностей палеозойского магматического комплекса и выдвинутая комплексная модель формирования постколлизийных гранитоидов Гарца по совокупности всех данных приводит к мнению, что все

магматиты могут быть отнесены к континентальной стадии формирования. Это подтверждается также данными по изохроне отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: граниты Брокена, Окера - $0,714 \pm 0,003$, аплиты - $0,722 \pm 0,003$ [5].

Литература

1. Jana Zech, Teresa Jeffries, Dominik Faust, Bernd Ullrich, Ulf Linnemann. U/Pd-dating and geochemical characterization of the Brocken and the Ramberg Pluton, HARZ mountains, Germany // *Geologica Saxonica, Journal of Central European Geology*. 2010. № 56/1. S. 9-24.
2. Klisch I. & Gevorkjan R. Geochemie und Genese der Harzer Plutonite (3. Workshop) // „Harzgeologie“, EDGG, Heft 239 – Vortrags- und Exkursionstagung „Harzgeologie 2009“. 8-9.5.2009, Halle/Saale.
3. Клиш И., Геворкян Р.Г. Закономерности процесса гранитизации пород массива Брокен (Гарц, Германия) в условиях высокой осциллирующей щелочности. // Материалы ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ЕСМПГ - 2011). М.: ГЕОХИ РАН. 2011. С. 33-38.
4. Коржинский Д.С. Физико-химические основы парагенезиса минералов. // М.: Изд-во Академии наук СССР, 1957.
5. Геворкян Р.Г., Клиш И., Геохимические особенности и петрогенезис магматических пород Гарца (Германия) и Базумо-Памбакской области (Армения). Ер.: ЭДИТ ПРИНТ. 2009. 307 с.
6. Thieke H.U. Petrographische und tektonische Untersuchungen am Ilsestein-Komplex (Harz). // Berlin. Geologie, 1973. № 18. S. 400-431.

PETROLOGICAL-GEOCHEMICAL MODEL OF FORMATION OF MAGMATIC ROCKS OF HARZ (GERMANY)

Klisch I., Gevorkyan R.G.

Yerevan State University, rgev@ysu.am

It is proposed on basis of tectonical, petrological and geochemical date original models of formation magmatic rocks are developed.

АВТОМАТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ - ПОИСК РЕДКИХ ФАЗ, ИХ КАЧЕСТВЕННЫЕ, КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ И ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ

Кнауф О.В.

ФЕИ Компани, Эйндховен, Нидерланды, oleg.knauf@fei.com

Современные минералогические исследования диктуют высокие стандарты в области приборного обеспечения работ. Все больше и больше задач требуют нестандартного подхода для их решения. Такими задачами являются:

- поиск редких фаз по всей площади образца;
- количественная оценка фаз в образце и их пропорции;
- пространственное взаимоотношение (ассоциация) определенной фазы или фаз;
- форма и гранулометрическое распределение зерен выбранной фазы (фаз);
- распределение элементов по минералам и массовый баланс.

Для ответа на поставленные задачи, до настоящего времени было необходимо использование комбинации методов минералогического анализа, как например, оптический микроскоп плюс рентгеноструктурный анализ, плюс электронный микроскоп и плюс микрозондовый анализ. Такой подход позволяет получить ответы на поставленные задачи, но требует высоких трудозатрат и много времени. В противоположность, современные технические разработки в области электронной микроскопии позволяют получать данные о фазах (минералах), их взаимоотношении, их структуре, их форме и так далее в автоматическом режиме, что увеличивает скорость получения данных и сокращает трудозатраты.

Автоматическая минералогия (АМ) – это обобщающий термин для описания нового полностью автоматического и интегрированного подхода в измерениях на базе сканирующего электронного микроскопа. Схема работы автоматизированного подхода показана на рисунке 1. Весь цикл обработки состоит из трех частей: измерение (красные стрелки), обработка (голубые стрелки) и вывод данных (желтая стрелка). Измерение происходит пошагово: накопление изображения во вторично-рассеянных электронах, выделение и удаление фона (если необходимо), деагломерация прикасающихся зерен, сегментация на фазы каждого зерна, накопление рентгеновского спектра для каждой фазы и сохранение данных. Измерение части или всего образца происходит полностью автоматически без участия оператора. В ходе следующей стадии – обработка – оператор запускает классификацию зерен в соответствие с библиотекой стандартов, обработку изображений и

конвертацию данных в формат базы данных. Вывод данных в форме, требуемой для окончательного отчета производится на последней стадии при участии оператора.

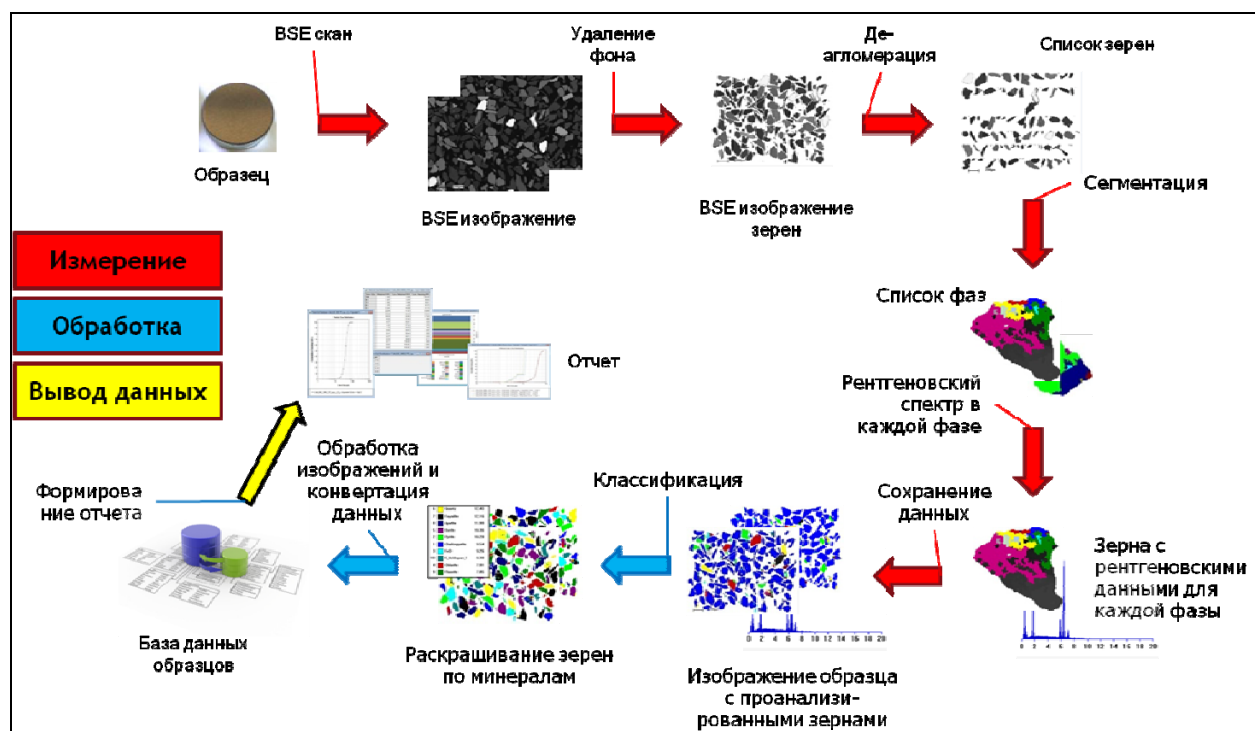


Рисунок 1. Схема работы автоматической минералогии.

Наиболее распространенными задачами АМ являются три: поиск редких фаз, их количественная оценка и пространственные взаимоотношения. Рассмотрим результаты использования АМ на примерах.

На рисунках 2-4 показаны фазы благородных металлов (БМ), найденные после сканирования всей площади плоскополированного шлифа (2х4см). На фотографиях видно, что размер зерен БМ субмикронный до первых микронов, и ассоциируют они с различными минералами – с сульфидами, с силикатами и с карбонатами. Зерна обнаруженных фаз представлены шарообразными, вытянутыми округлыми и неправильными, с четко выраженными углами формами.

Вся информация о фазах и зернах была получена в ходе одного ночного измерения в автоматическом режиме, без участия оператора. То есть параметры самого измерения были установлены оператором до окончания рабочего дня, после чего измерение происходило в нерабочее время в автоматическом режиме, а на следующее утро, оператор получил все готовые данные для написания отчета.

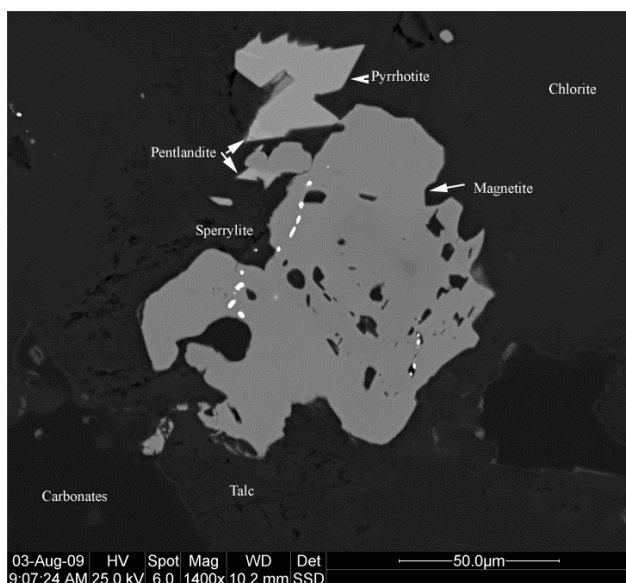


Рисунок 2. Зерно магнетита с цепочкой включений сперрилита.

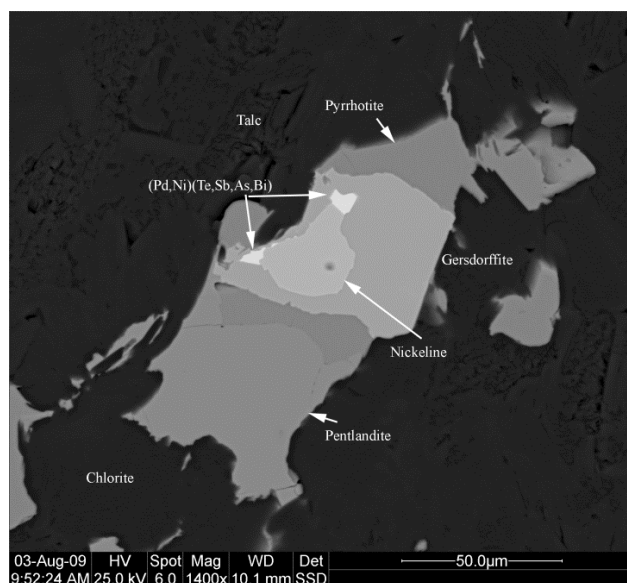


Рисунок 3. Зерно сульфидов с включениями Pd фазы.

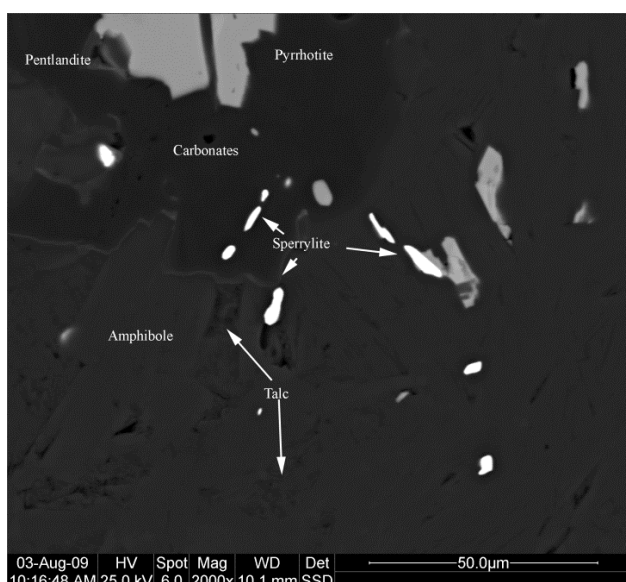


Рисунок 2. Зерна сперрилита ассоциирующие с различными минералами.

В качестве дополнительного примера из жизни может служить компания «Anglo Platinum», которая разрабатывает Бушвельдское месторождение в Южной Африке с целью добычи МПГ. Каждый день они анализируют хвосты после обогащения. Для этого они производят поиск редких МПГ по 30^и образцам. Получая такую информацию, как какие МПГ уходят в хвосты, степень их раскрытия, ассоциация и гранулометрический класс, техники на заводе каждый день имеют возможность подправить обогатительный процесс, что влечет за собой повышение извлечения МПГ. Повышение

извлечения МПГ на 1% для Anglo Platinum значит увеличение годового оборота на 75млн. долларов США (Rule et al., 2011).

В заключение – использование АМ позволяет увеличить эффективность минералогических работ за счет уменьшения трудовых и временных затрат на поиск редких фаз в образце, в целях их дальнейшего исследования на предмет состава, структуры, количества и взаимоотношения как между собой так и с другими фазами в образце.

Литература

1. Chris Rule, Robert P. Schouwstra. Process mineralogy delivering significant value at Anglo Platinum concentrator operations. 10th International Congress for Applied Mineralogy. Trondheim, 2011.

AUTOMATED MINERALOGY – SPARSE PHASE SEARCH, THEIR QUALITATIVE, QUANTITATIVE AND SPATIAL INTERRELATIONS
Knauf O.V.

FEI Company, Eindhoven, The Netherlands, oleg.knauf@fei.com

Automated mineralogy is the powerful tool for the sparse phase search as well as for the qualitative, quantitative and spatial interrelations of those phases. Such kind of approach gives the opportunity to increase the efficiency of mineralogical works by decreasing the work and the time efforts for the sparse phase search with followed by study of their composition, structure, amount and interrelations both with each other and with other phases in the sample.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ СОСТАВОВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ ЭКЛОГИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ КАТОКА, КАК ОТРАЖЕНИЕ СЛОЖНЫХ ВЕРХНЕМАНТИЙНЫХ ПРОЦЕССОВ

Королев Н.М.

Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, ИГГД РАН, nm.korolev@yandex.ru

Введение. Кимберлитовая трубка Катока расположена в северо-восточной части Анголы на территории промышленно алмазоносной провинции Луанда. В геологическом отношении этот регион представляет собой пересечение системы глубинных разломов, называемой «коридором Лукапа» (протяженностью с юго-запада на северо-восток более 1200 км, шириной 50 – 90 км) со структурами древнего архейского кратона Кассаи, на котором и находится трубка Катока [1]. Данную трубку отличает сложное геологическое строение и значительное петролого-минералогическое разнообразие слагающих её пород. Для исследователей она представляет интерес не только как исключительно богатое алмазоносное тело (четвертое место по запасам алмазов в мире), трубка Катока также содержит верхнемантийные эклогитовые и перидотитовые ксенолиты, которые в свою очередь несут ценную информацию о термобарических, петрохимических и минералогических особенностях верхней мантии.

Методика. Исследование состава минералов (главные элементы) производилось в плоско полированных шлифах (11 образцов) на электронном сканирующем микроскопе JSM-6510 с энергодисперсионной системой химического анализа JET-2200 фирмы JEOL в ИГГД РАН. Условия съёмки: ускоряющее напряжение катода 20 kV, фокусное расстояние 10 мм. В качестве эталонов использовалась коллекция природных минералов.

Соотношение и распределение двух и трехвалентного железа в катионных позициях гранатов и клинопироксенов определялось методом мёссбауэровской спектроскопии в ИГГД РАН при комнатной температуре на установке с электродинамическим вибратором, при постоянном ускорении в интервале скоростей от -7 до +7 мм/с. В качестве задающего генератора формы сигнала и стабилизатора движения использовался спектрометр «СМ-1201».

Термобарические условия образования ксенолитов оценивались при помощи программы Д.В. Доливо-Добровольского PTQuick с использованием гранат-клинопироксенового термометра Nakamura [2] и геотермы теплового потока 40 мВт/м² [3].

Результаты. Эклогитовые ксенолиты по минералогическим и петрохимическим особенностям можно разделить на три основные

группы: высокоглиноземистые (2 обр.), низкомagneзиальные (6 обр.) и высокомагнезиальные эклогиты (3 обр.).

Высокоглиноземистые эклогиты характеризуются наименьшими значениями P, T параметров (900-1000 °C и 38-42 кбар). Породообразующие минералы представлены: гранатом, в минальном составе которого преобладает гроссуляровая компонента (до 40%), содержание альмандинового и пиропового миналов примерно равное; клинопироксеном омфацитового ряда с высоким содержанием натрия и алюминия (до 9 и 17 мас. % соответственно, 54-61 % жадеитового минала); кианитом, образующим как довольно крупные зерна, так и небольшие изометричные включения в гранате. Акцессорные минералы: корунд, рутил и оксиды железа.

Низкомagneзиальные эклогиты по своим термобарическим характеристикам занимают промежуточное положение среди трех выделенных групп (1000-1200 °C, 42-57 кбар). Породообразующие минералы гранат и клинопироксен. Гранат представлен пироп-альмандиновыми разновидностями с содержанием пиропового минала 34-53 %. Клинопироксен является омфацитом, содержание жадеитового минала варьирует в пределах 31-44 %. В качестве акцессорных минералов присутствуют рутил и оксиды железа.

Высокомagneзиальные эклогиты характеризуются наиболее высокими P, T параметрами (1150-1300 °C, 55-70 (?) кбар). Гранат в данном типе эклогитов содержит значительное количество MgO и относится к пироповой разновидности (65-71 % пиропового минала). Клинопироксен является омфацитом с низким содержанием жадеитового минала (21-25 %). Акцессорные минералы: рутил и оксиды железа.

Породообразующие минералы, как гранаты, так и клинопироксены в высокоглиноземистых и низкомagneзиальных эклогитах подверглись интенсивными преобразованиями, что наглядно выражено в периферических частях зерен. Для гранатов характерно образование кайм различной толщины, хорошо отличимых (даже макроскопически) от центрального химически однородного ядра. В подобных каймах происходит увеличение содержания MgO, часто можно выделить несколько новообразованных фаз (нами было выделено до 5 фаз). Таким образом, минальный состав гранатов от центральных частей зёрен к периферическим становится более пироповым (Prp34 Alm43 Grs19 → Prp61 Alm25 Grs7). Зерна клинопироксенов в прикраевых частях также сильно изменены, иногда изменения охватывают до 2/3 зерна. Они выражены в образовании так называемых структур «растрескивания» («Crinkled» or «spongy» margins [4]). В таких областях наблюдается уменьшение в составе клинопироксенов Na₂O и Al₂O₃, и обогащение CaO по отношению к первичному омфациту, а минальный состав от химически однородной

центральной части к границе зерна может меняться следующим образом: Jd33 Aeg3 Quad64 → Jd19 Aeg2 Quad79.

В высокомагнезиальных эклогитах подобных изменений не зафиксировано.

Гранаты содержат крайне мало Fe_2O_3 ($\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe} \cdot 100$ до 5 %), в то время как клинопироксены имеют в своем составе от 20 до 50% Fe_2O_3 от общего количества железа. Наиболее окисленные разновидности гранатов и клинопироксенов относятся к высокомагнезиальным эклогитам.

Акцессорные минералы, в первую очередь рутил, представляют большой интерес для исследователей, и несут ценную информацию об условиях образования мантийных эклогитов и их эволюции, о чем в последние годы было опубликовано немало работ. Отличительная особенность эклогитовых ксенолитов трубки Катока – это присутствие большого количества зерен рутила. В каждом типе эклогитов был встречен этот минерал, и в каждом он обладает своими типоморфными признаками. Перед их рассмотрением следует отметить, что во всех типах эклогитов в зернах рутила обнаружены продукты распада твердых растворов в виде ламелей ильменита. В высокоглиноземистых эклогитах помимо ламелей ильменита в рутилах встречены хаотично распределенные удлиненные включения корунда. В низкомагнезиальных эклогитах отмечено два типа (рисунка) распада. В высокомагнезиальных эклогитах ламели ильменита гораздо тоньше, чем в рутилах из других разновидностей эклогитов, их толщина часто составляет менее 1 μm , а длина менее 5 μm . Состав рутилов из высокоглиноземистых и низкомагнезиальных эклогитов сходен, в них выявлены примеси FeO_{tot} до 1.5 мас. %, Al_2O_3 до 1 мас. % и Nb_2O_5 не более 1 мас. %. Состав рутилов высокомагнезиальных эклогитов сильно отличается, содержание Nb_2O_5 на отдельных участках в краевых частях зерен достигает 25 мас. %, в то время как среднее содержание Nb_2O_5 в центральной части зерна колеблется в пределах 7-10 мас. %.

Выводы:

1) Характер и интенсивность процессов изменения минералов, слагающих верхнемантийные ксенолиты, отражает этапы смены термобарических условий, связанных с погружением и подъемом мантийного вещества.

2) В периферийных частях зерен гранатов, в новообразованных фазах повышается содержание MgO и уменьшается – CaO и FeO , что является прямым свидетельством повышения температуры и давления. В измененных краевых зонах клинопироксенов содержания CaO , MgO , FeO повышены, а Na_2O и Al_2O_3 меньше, чем в центральных частях зерен. Подобные изменения, вероятно, также связаны с этапом этап повышения температур и давлений в мантии.

3) Породообразующие минералы эклогитов сохранили следы последних изменений, связанных с повышением температур и давлений, однако данному этапу предшествовал подъем мантийного вещества, что подтверждается структурами распада в рутилах. Это надежный критерий, свидетельствующий о понижении температур в мантии. Дальнейшие преобразования зерен рутилов (перекристаллизация ламелей ильменитов с обогащением в низкомагнезиальных эклогитах краевых кайм MgO , а в высокомагнезиальных – Nb_2O_5) происходили в условиях повышения давлений и температур, вероятно, синхронно с изменением составов гранатов и клинопироксенов.

4) В высокомагнезиальных эклогитах обнаружены рутилы с исключительно высоким содержанием Nb_2O_5 (до 25 мас. %), что значительно превышает содержание Nb_2O_5 , ранее установленные в рутилах из алмазоносных эклогитов и включениях в алмазах [5,6 и др.]. Продолжение детальных исследований таких уникальных рутилов может способствовать выяснению причин повышенной алмазоносности трубки Катока, а высокое содержание ниобия, послужить поисковым критерием на алмазы кимберлитовых трубок Северо-Восточной Анголы, а возможно и других регионов.

Литература

1. Первов В.А., Сомов С.В., Коршунов А.В., Дулапчий Е.В., Феликс Ж.Т. Кимберлитовая трубка Катока (Республика Ангола): палеовулканологическая модель формирования // Геология рудных месторождений, 2011. Т. 53. № 4. С. 330-345.
2. Nakamura D.A. A new formulation of garnet-clinopyroxene thermometer using large number of experimental data with graphite capsules // 19th General Meeting of the International Mineralogical Association, Kobe, Japan (July. 2006). Program & Abstract, 2006. P. 102.
3. Pollack H.N., Chapman D.S. On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness // Tectonophysics, 1977. V. 38. P. 279–296.
4. Taylor L.A., Neal C.R. Eclogites with Oceanic Crustal and Mantle Signatures from the Bellsbank Kimberlite, South Africa, Part I: Mineralogy, Petrography, and Whole Rock Chemistry // The Journal of Geology, 1989. V. 97, № 5. P. 551-567.
5. Rudnick R.L., Barth M., Horn I., McDonough W.F. Rutile-Bearing Refractory Eclogites: Missing Link Between Continents and Depleted Mantle // Science, 2000. Vol. 287. P. 278-281.
6. Соболев Н.В., Логвинова А.М., Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова, Л.В., Козьменко О.А., Рагозин А.Л. Nb-рутил из микроксенолита эклогита кимберлитовой трубки Загадочная, Якутия // ДАН, 2011. Т. 439, № 1. С. 102-105.

К ПРОБЛЕМЕ СВЯЗИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА АРГОНА, ЗАХВАЧЕННОГО ЛУННЫМИ БРЕКЧИЯМИ, С ВОЗРАСТОМ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Корочанцева Е.В., Буйкин А.И., Корочанцев А.В.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН), kpv-life@mail.ru, bouikine@mail.ru

В лунных реголитовых образцах, отношение $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{захв.}}$ рассматривают как показатель „древности“ (indicator of antiquity), и существует модель зависимости величины этого отношения и времени формирования брекчий [Yaniv and Heymann, 1972, Wieler and Heber 2003]. Считается, что в лунных породах источником захваченного ^{40}Ar является образованный в результате распада ^{40}K радиогенный ^{40}Ar , дегазировавший в лунную экзосферу, ионизированный под воздействием ультрафиолетовых солнечных лучей, затем имплантированный обратно на поверхность зерен и захваченный в поровое пространство [Wieler and Heber 2003]. Количество измеренного ^{40}Ar нормируют к захваченному ^{36}Ar , имплантированному солнечным ветром в тонкозернистый материал реголита (поток ^{36}Ar считается неизменным или почти неизменным во времени). Измеренное отношение $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{захв.}}$ эмпирически связывают со временем формирования породы (а точнее со временем последней дегазации породы) [Eugster et al. 1980, 1983, 2001; McKay et al., 1986; Eugster and Polnau, 1997]. В настоящее время эта модель широко используется. Так, совсем недавно [Joy et al. 2011] возраст реголитовых брекчий миссии Аполлон-16 был переоценен согласно этой модели по отношениям $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{захв.}}$, взятым из работы [McKay et al. 1986]. Однако эта модель вызывает большие сомнения в интерпретации происхождения захваченного ^{40}Ar и корреляции между составом захваченного Ar и возрастом формирования брекчий.

Проведенное нами ^{40}Ar - ^{39}Ar датирование лунного метеорита Dhofar 1436 показало, что этот метеорит сильно обогащен ^{36}Ar и ^{38}Ar . Обе исследованные пробы имеют идентичные ^{40}Ar - ^{39}Ar возраста (3.98 ± 0.16 млрд. лет) и содержат захваченный компонент с отношением $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 2.51 \pm 0.05$ [Korochantseva et al., 2009]. Это первая работа по ^{40}Ar - ^{39}Ar датированию лунных пород, в которой было измерено лунное захваченное отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ с такой высокой точностью. Между тем работ по лунным метеоритам, в которых удалось определить состав лунного захваченного компонента аргона, совсем мало [Fernandes et al. 2000, 2003; Cohen

et al. 2005]. Однако результаты этих исследований и наши данные не согласуются с вышеупомянутой моделью: 1) одновременно измеренные Ar-Ar возраста и состав захваченного аргона не согласуются с моделью «древности», т.е. измеренный Ar-Ar может сильно отличаться от модельного [Fernandes et al. 2000, 2003; Cohen et al. 2005; наши данные]; 2) наиболее надежным методом идентификации состава захваченного аргона является изохронный анализ, и получение изохроны для лунных образцов [Fernandes et al. 2000, 2003; Cohen et al. 2005; наши данные] предполагает, что имплантированный аргон солнечного ветра (^{36}Ar) и перераспределенный ^{40}Ar были уравновешены и находились в одинаковых позициях в изученных образцах. Заметим, что внеземной захваченный аргон также был найден в так называемых астероидных метеоритах [Korochantseva et al. 2007], для которых были получены изохроны, указывающие на захваченный аргон с $1 < ^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} < 296$, т.е. не солнечный и не атмосферный; этот компонент рассматривается как результат смешения солнечного аргона и избыточного ^{40}Ar , возможно перераспределенного в ходе основного ударного события из временной атмосферы [Nemtchinov et al. 2008]; 3) выход такого захваченного аргона при высоких температурах [Fernandes et al. 2000; наши данные] подразумевает, что этот компонент находится в высокотемпературных фазах и не связан с поверхностно сорбированным аргоном; 4) отношение $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$, связанное с этим захваченным аргоном, лишь немного выше атмосферного значения (5.32), но много ниже значения для солнечного ветра (5.77) и близко к значению для захваченного Q-аргона [Busemann et al. 2000].

Таким образом, нам представляется необходимым провести дальнейшую работу по проверке согласованности корреляции между возрастом и составом захваченного аргона образца, а также выявить природу этого «безродного» (orphan) захваченного аргона и его фазы-носители. Время захвата Ar на Луне можно определить несколькими методами: 1) ^{40}Ar - ^{39}Ar методом датирования, 2) методом, основанным на нейтронном захвате на ядрах ^{157}Gd , 3) ^{235}U - ^{136}Xe методом датирования. Самым надежным считается последний, и именно этот метод датирования лежит в основе модели [Eugster et al. 2001] и должен быть дополнительно применен к лунным образцам, содержащим захваченный «безродный» аргон, для проверки согласованности корреляции между возрастом и составом захваченного аргона. Комбинация методов ступенчатого дробления и ступенчатого отжига, примененная к образцам,

содержащим захваченный аргон, может явиться очень продуктивным инструментом для выявления генезиса и местонахождения внеземного захваченного аргона в лунных образцах.

Литература

1. Yaniv A. and Heymann D. 1972. Atmospheric ^{40}Ar in lunar fines. Proceedings, 3rd Lunar Science Conference: pp. 1967–1980.
2. Wieler R. and Heber V. S. 2003. Noble gas isotopes on the Moon. Space Science Reviews 106: 197–210.
3. Eugster O., Geiss J. and Grogler N. 1983. Dating of early regolith exposure and the evolution of trapped $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ with time. 14th Lunar and Planetary Science Conference: pp. 177–178.
4. Eugster O., Grogler N., Eberhardt P. and Geiss J. 1980. Double drive tube 74001/2 – composition of noble gases trapped 3.7 AE ago. Proceedings, 11th Lunar and Planetary Science Conference: pp. 1565–1592.
5. Eugster O., Terribilini D., Polnau E., Kramers J. 2001. The antiquity indicator argon-40/argon-36 for lunar surface samples calibrated by uranium-235-xenon-136 dating. Meteoritics & Planetary Science 36: 1097-1115.
6. McKay D. S., Bogard D. D., Morris R. V., Korotev R. L., Johnson P. and Wentworth S. J. 1986. Apollo 16 regolith breccias: Characterization and evidence for early formation in the megaregolith. Journal of Geophysical Research 91: D277-D303.
7. Eugster O. and Polnau E. 1997. Further data for the calibration of the antiquity indicator $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ for lunar soil (abstract #1232). 28th Lunar and Planetary Science Conference. CD-ROM.
8. Joy K.H., Kring D.A., Bogard D.D., McKay D.S., Zolensky M.E. 2011. Re-examination of the formation ages of the Apollo 16 regolith breccias. Geochimica et Cosmochimica Acta 75: 7208-7225.
9. Korochantseva E.V., Trieloff M., Buikin A.I., Hopp J., Korochantsev A.V. (2009) ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of solar gas-rich lunar meteorite Dhofar 1436. Meteoritics & Planetary Science, 2009, 44 (Supplement S): A113.
10. Fernandes V.A., Burgess R., Turner G. 2003. ^{40}Ar - ^{39}Ar chronology of lunar meteorites Northwest Africa 032 and 773. Meteoritics & Planetary Science 38: 555-564.
11. Fernandes V. A., Burgess R., Turner G. 2000. Laser argon-40-argon-39 age studies of Dar al Gani 262 lunar meteorite. Meteoritics & Planetary Science 35: 1355-1364.

12. Cohen B. A., Swindle T. D., Kring D.A., Olson E. K. 2005. Geochemistry and ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology of impact-melt clasts in lunar meteorites Dar al Gani 262 and Calalong Creek (abstract #1481). 36nd Lunar and Planetary Science conference. CD-ROM.
13. Korochantseva E.V., Tieloff M., Lorenz C.A., Buykin A. I., Ivanova M.A., Schwarz W.H., Hopp J., and Jessberger E.K. 2007. L chondrite asteroid breakup tied to Ordovician meteorite shower by multiple isochron ^{40}Ar - ^{39}Ar dating. *Meteoritics & Planetary Science* 42: 113-130.
14. Nemtchinov I.V., Shuvalov V.V., Artemieva N.A., Kosarev I.B. and Popel S.I. 2008. Physical aspects of formation of transient atmospheres of cosmic bodies by large meteoroid impacts. EPSC Abstracts: p. 10.
15. Busemann H., Baur H., Wieler R. 2000. Primordial noble gases in "Phase Q" in carbonaceous and ordinary chondrites studied by closed system stepped etching. *Meteoritics & Planetary Science* 35: 949-973.

TO THE PROBLEM OF CONSISTENCY BETWEEN ISOTOPE COMPOSITION OF ARGON TRAPPED IN LUNAR BRECCIAS AND THEIR FORMATION AGES

Korochantseva E.V., Buikin A.I., Korochantsev A.V.

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS
(GEOKHI RAS), kpv-life@mail.ru, bouikine@mail.ru

The discrepancies between measured Ar-Ar ages of Luna samples and their model antiquity ages (Fernandes et al. 2000, 2003; Cohen et al. 2005; our data) call for deciphering of trapped "orphan" argon origin and siting, and checking the consistency of correlation of antiquity and trapped argon composition. We suggest ^{235}U - ^{136}Xe dating to be additionally applied to lunar samples containing trapped "orphan" argon to verify the consistency of correlation of antiquity and trapped argon composition. A combination of stepped crushing and heating methods applied to promising samples with trapped Ar can provide new insight into the origin and siting of extraterrestrial trapped Ar in lunar samples.

ВЕЩЕСТВЕННОЕ ТЕРМОБАРИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ
ГЛУБИННЫХ ГОРИЗОНТОВ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
УКРАИНСКОГО ЩИТА ПО ДАННЫМ РТ-ПЕТРОФИЗИКИ

Корчин В.А., Буртний П.А., Карнаухова Е.Е.

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

Центральная часть Украинского щита является наиболее благоприятной для петрофизического моделирования и построения модели глубинного строения земной коры. Этот район довольно хорошо изучен в геологическом отношении в связи с поисками и открытием месторождений полезных ископаемых. Он наиболее детально исследован различными геофизическими методами, в частности методом ГСЗ. Геологические формации, слагающие приповерхностные горизонты района, представлены двумя структурными этажами – нижним архейским и верхним протерозойским. Породы первого этажа встречаются в восточной части района (Западно-Ингулецкая зона). Представлены они плагиогранитами, плагиомигматитами днепропетровского и сурско-токовского комплексов, которые приурочены к ядрам антиклинальных купольных структур. Практически повсеместно развиты породы второго структурного этажа. В его строении участвуют гнейсовые образования бугской и ингуло-ингулецкой серий, гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса, а также образования коростенского комплекса, в составе которого выделяются габбро, габбро-нориты, анортозиты и гранитоиды (рапакиви и рапакививидные граниты).

Для петрофизического моделирования выбран участок, в пределах которого расположена система профилей глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), пересекающая данный район в субширотном и субмеридиональном направлении.

В результате анализа геолого-структурных особенностей центральной части Украинского щита согласно разработанной в отделе сейсмометрии и физических свойств вещества Земли методики петрофизического термобарического моделирования глубинных горизонтов литосферы [Корчин, 2009, Korchin, 2005], была подобрана необходимая информация о петрофизических характеристиках коллекции пород десяти наименований наиболее распространенных на изучаемой площади и, возможно, формирующих глубинные горизонты района. Это граниты рапакиви, новоукраинские граниты, граниты равномернозернистые кировоградско-житомирского комплекса, плагиограниты, диориты, эндербиты, анортозиты, гранулиты, габбро, гнейсы биотитовые. В процессе работы выполнен детальный анализ данных более чем для 550 образцов, изученных при атмосферных

условиях (измерялись V_P , V_S и ρ), при гидростатическом давлении (100 обр.) и при программном изменении давления и температуры (PT), действующих на образец породы (более 30 обр.). Данные измерений $V_P = f(PT) = f(H)$ для различных пород представлены в виде таблиц и графиков, которые сопоставлялись с материалами глубинного сейсмического зондирования [Корчин, 2009]. Программы одновременного воздействия на образец породы давления (P) и температуры (T) соответствовали их распространению с глубиной для изучаемого региона. Порода в опытах по термобарическим параметрам как бы "погружается" с дневной поверхности на глубину 30-35 км, при этом изучаются V_P , V_S , ρ [Корчин, 2009].

Методом сопоставления данных ГСЗ ($V_{P_{гсз}}$) и результатов термобарического изучения скоростей $V_P = f(PT) = f(H)$ были построены предварительные модели распределения с глубиной пород отдельных участков изучаемой площади. Построения выполнены в виде отдельных литологических колонок, а затем объединены в единый соответствующий профиль.

Петрофизическая термобарическая глубинная модель района исследований. Корсунь-Новомиргородский блок на поверхности практически сложен гранитами рапакиви. Породы габбро-анортозитового состава наблюдаются лишь в виде отдельных массивов. Скорости сейсмических волн, зафиксированные на поверхности фундамента, сопоставимы со скоростями, установленными экспериментально для гранитов рапакиви. Вместе с тем, величины скоростей сейсмических волн в интервале глубин 0-8 км в северной части массива и 0-4 км в его южной части значительно выше экспериментальных V_P для гранитов рапакиви и соответствуют скоростям V_P пород габбро-анортозитового состава. Следовательно, последние могут быть развиты на этих глубинах. Граниты рапакиви, слагающие поверхность фундамента, скорее всего, залегают на породах габбро-анортозитового состава в виде «шапки» небольшой мощности. Скорости же 6,1-6,35 км/с, характеризующие интервал глубин 4-10 км коры южного участка, хорошо согласуются с экспериментально установленными V_P для гранитов.

В пределах Новоукраинского массива, поверхность которого сложена новоукраинскими гранитами, по данным экспериментальных исследований $V_P = f(PT) = f(H)$ такие породы могут быть развиты до глубин порядка 7 км. Глубже сейсмические скорости заметно выше экспериментально установленных для этих разновидностей пород и хорошо совпадают с таковыми для гранитов рапакиви. Для коры Бобринецкого блока развитие гранитов кировоградского комплекса, слагающих его поверхность, можно предположить лишь до глубин 4-5 км.

В целом, породы, слагающие поверхность фундамента и верхнюю часть земной коры исследуемого района, представляют собой верхний структурный этаж. Нижний этаж этого района **считаем гранулитовым**, в котором преобладают продукты ультраметаморфизма гранулитовой фации – чарнокиты-эндербиты [Буртный, 2012]. В составе нижнего структурного этажа мы предполагаем развитие (сверху вниз) пород типа эндербитов и основных гранулитов, для которых экспериментально установленные скорости $V_P = f(PT) = f(H)$ хорошо согласуются на этих глубинах с сейсмическими скоростями (см. рис.).

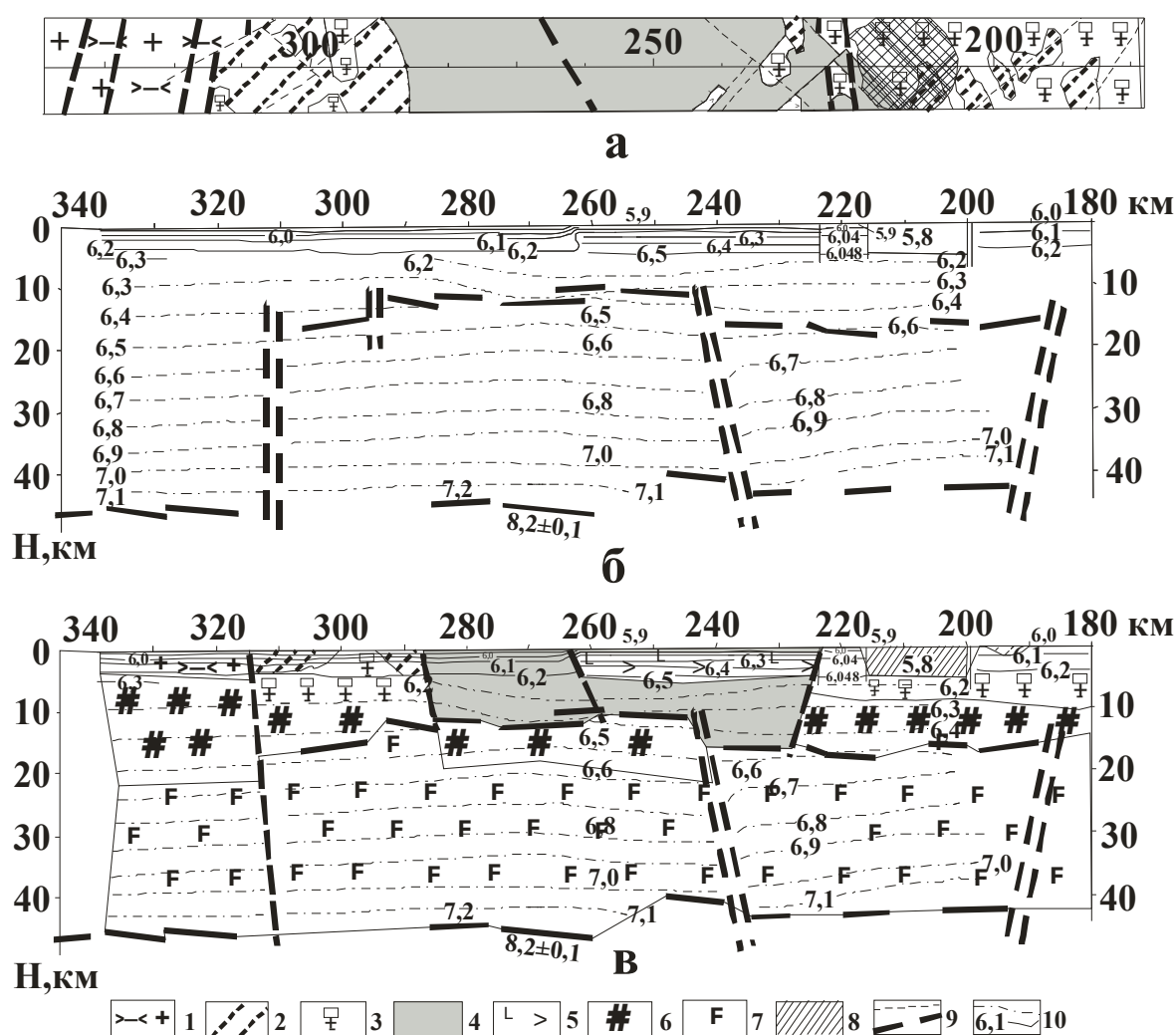


Рис. Геологическая обстановка (а), скоростной разрез (б), и модель распределения пород в земной коре (в) по профилю ГСЗ XXX: 1 – гранитоиды звенигородского комплекса с останцами гнейсов росинско-тикичской, иногда днестровско-бугской серий (Росинско-Тикичский блок), 2 – гнейсы ингуло-ингулецкой серии, 3 – гранитоиды кировоградского комплекса, 4 – граниты рапакиви, 5 – габбро-анортозиты, 6 – эндербиты, 7 – основные гранулиты, 8 – породы Болтышской впадины, 9 – разломы, 10 – изолинии скорости V_P .

Аналогичным образом, в результате сопоставлений экспериментальных данных и геофизических материалов построена модель распределения соответствующих типов пород в земной коре рассматриваемого района вдоль XXIV профиля ГСЗ, который расположен перпендикулярно профилю XXX.

Наши построения хорошо согласуются с результатами количественной интерпретации гравиметрических данных. Внедрение высокоскоростных пород в центральной части профиля (ПК 230-270) габбро-анортозитового состава маломощны, компактны и залегают на горизонтах гранитов рапакиви, которые подстилают маломощные слои эндербитов, ниже которых вдоль всего профиля расположены основные гранулиты.

Литература

1. Korchin V.A., Burtnyi P.A., Karnaukhova E.E. Regional deep petrovelocity modeling of the crust according to the data of PT-experiments // Journal of the Balkan Geophysical Society. 2005. V.8. Suppl.1. P. 557 – 560.
2. Корчин В.А., Буртный П.А., Карнаухова Е.Е. Прогнозирование геологической среды земной коры по материалам ГСЗ и петрофизического термобарического исследования минерального вещества // Геодинаміка. 2009. № 1 (8). С. 67 – 75.
3. Корчин В.А., Буртный П.А., Карнаухова Е.Е. Породы гранулитового комплекса: их упругие параметры и прогноз распространения в земной коре Украинского щита // Геофизический журнал. 2007. 29. № 3. С. 99 – 109.
4. Буртный П.А., Корчин В.А., Карнаухова Е.Е. Петрофизическая термобарическая глубинная модель центральной части Украинского щита / Материалы научной конференции-семинара «Сейсмологические и геофизические исследования в сейсмоактивных регионах» (посвященная 80-летию со дня рождения Т.З.Вербицкого). Львов. 2012. С. 19 – 22.

MATTER THERMOBARIC MODELING OF THE EARTH'S CRUST DEEP HORIZONTS OF THE CENTRAL PART OF THE UKRAINIAN SHIELD FROM PT-PETROPHYSICS DATA

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

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

korchin@igph.kiev.ua

By the method of thermobaric petrophysical modeling from geophysical materials the prognosis distributing with the depth of rocks along the XXX DSS profile of the central part of the Ukrainian shield has been set up.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ГОРНЫХ ПОРОД В ИНЕРТНОЙ И ОКИСЛИТЕЛЬНОЙ СРЕДАХ

Кравчук М.В., Корчин В.А.

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

При интерпретации материалов глубинного магнито-теллурического зондирования и построении геоэлектрических моделей определенное место занимают данные об электрических параметрах различных пород, в том числе подверженных воздействию высокого давления и температур. Многочисленными экспериментальными исследованиями в настоящее время показано, что определяющую роль в поведении электрического сопротивления пород на больших глубинах играет температура (T) и менее заметно влияние давления (P) [Лебедев и др., 1986, Лаштовичкова и др., 1987]. Поэтому детальное изучение минеральных сред при высоких T является актуальной задачей. Несмотря на то, что этому направлению исследований уделяется большое внимание, остается слабо изученной проблема исследований поведения физических свойств горных пород при высоких T в условиях с различной степенью окислительных процессов [Lastovickova M., Klima K., 1988]. Нами создан автоматизированный измерительный комплекс для исследования электрических свойств горных пород при высоких температурах в средах, позволяющих минимизировать окислительные процессы в образцах, для чего в нагревательном блоке использовался аргон [Корчин и др., 2011].

Исследовались электрические свойства габбро, диорита и розового кварцита. Измерялись электрическое сопротивление постоянному току и параметры импеданса на частоте 0.1, 1, 10 и 100 кГц. Данные далее пересчитывались в удельное электрическое сопротивление (ρ) и относительную диэлектрическую проницаемость (ϵ).

Образцы представляли собой диски диаметром 21 мм и высотой от 4 до 14 мм, изготавливались несколько дублей разной высоты. Из образцов пород были изготовлены шлифы, по которым выполнено их петрографическое описание. Пробы брались воздушно-сухие, перед началом эксперимента определялись их влажности. После этого образцы помещались в камеру нагрева, куда подавался аргон, и производились измерения их электрических характеристик. Замеры делались с шагом 50 или 100 °С. Скорость нагревания – 10°/мин. В каждой «температурной точке» измерений делались десятиминутные временные выдержки для равномерного

распределения тепла по объему образца и для проведения измерений при минимальном вертикальном градиенте. Температуру определяли двумя хромель-алюмелевыми термопарами расположенными на уровне верхней и нижней поверхности образца многофункциональным двухканальным измерителем-регулятором ОВЕН 2ТРМ1.

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

Исследованный образец *розового кварцита* являл собой мелкозернистую мономинеральную породу, гранобластовой структуры, состоящей из изометричных, неправильной формы (часто угловатых) зерен кварца. Характерной особенностью кривых электросопротивления исследованного образца является наличие «провала» в интервале температур 400 – 600 °С что, предположительно, связано с полиморфным переходом (573 °С) α -кварца в β -кварц. В этой температурной области также можно наблюдать скачкообразное увеличение относительной диэлектрической проницаемости от единиц до нескольких десятков.

Температурно-частотные зависимости электрических характеристик образцов габбро представлены на рис. *Габбро* это среднезернистая порода, состоящая из аллотриоморфных реже

призматических и таблитчатых зерен плагиоклаза, пироксена, а также зерен рудного минерала, апатита и чешуек биотита. Один из дублей породы исследовался в инертной среде (рис. а), а другой без подачи аргона в камеру нагрева (рис. б). В области полярной проводимости (20 – 200 °С) вначале происходит понижение электрического сопротивления образцов (интервал температур 20 – 100 °С), а затем увеличение значений этого параметра, что связано с удалением влаги. Кривые электросопротивления образца исследованного в окислительной среде отличаются большим количеством изломов с разным углом наклона кривых, что соответствует разным энергиям активации токоносителей и может быть связано с окислительными процессами при более высокой концентрации кислорода.

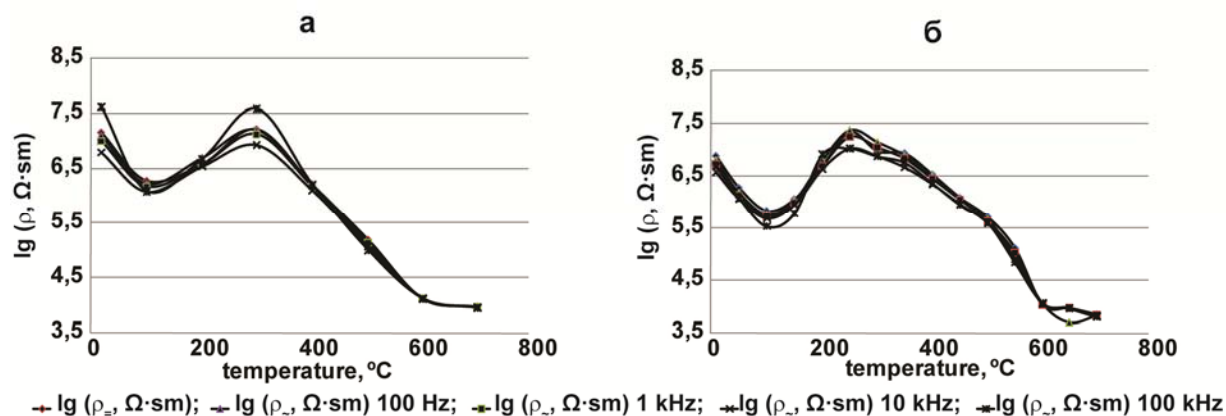


Рис. Температурно-частотные зависимости логарифма электрического сопротивления образца габбро (а) – в инертной среде, (б) – в окислительной среде.

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

В низкотемпературной области в образцах наблюдается вначале уменьшение электрического сопротивления (при температурах до 100 °С), с некоторым его увеличением – в результате удаления влаги из открытых пор (до 200 °С). С дальнейшим увеличением температуры электрическое сопротивление равномерно падает. Характер кривых диэлектрической проницаемости обратный – с повышением температуры ϵ увеличивается, при этом

низкочастотная диэлектрическая проницаемость увеличивается с наибольшим градиентом.

Литература

1. Лебедев Т.С., Корчин В.А., Савенко Б.Я., Шаповал В.И., Шепель С.И. Физические свойства минерального вещества в термобарических условиях литосферы. Киев: Наукова думка. 1986. 200 с.
2. Лаштовичкова М., Шепель С.И., Лебедев Т.С. Воздействие среды на электрические параметры пород в различных термобарических условиях // Геофизический журнал. 1987. Т. 9. № 2. С. 85-95.
3. Lastovickova M., Klima K. Automatization of measuring the temperature dependence of electrical conductivity of rocks using PMD-85 microcomputer // Studia geoph. et geod. 1988. № 32. P. 78-83.
4. Корчин В.А., Карнаухова Е.Е., Нех А.С., Кравчук М.В. Новые аппаратно-методические разработки исследования физических характеристик горных пород при высоком давлении и температуре / Материалы Двенадцатой международной конференции: «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Москва. 2011. С. 145-148.

TEMPERATURE VARIATIONS OF ELECTRICAL PARAMETERS OF ROCKS UNDER INERT AND OXIDIZING ENVIRONMENTS

Kravchuk M.V., Korchin V.A.

S.I. Subbotin Institute of Geophysics of NASU, Kiev, Ukraine,
korchin@igph.kiev.ua

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

СОСТАВ ЛУНЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ И РАДИУСУ ЯДРА **Кронрод В.А., Кусков О.Л., Кронрод Е.В.**

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

Рассматриваются ограничения на состав силикатной фракции Луны, следующие из геофизических данных (момент инерции, масса, сейсмические скорости) и размеров ядра [Wieczorek et al., 2006]. Масса, момент инерции, радиус ядра обращаются в состав мантии методом Монте-Карло. На основе объединения геофизических и геохимических ограничений и термодинамических методов строится самосогласованная модель Луны, описывающая ее состав и внутреннее строение.

Гипотеза химической дифференциации Луны в результате частичного плавления (гипотеза магматического океана) используется при моделировании. Химический и фазовый составы Луны рассчитывались методом свободной энергии Гиббса в системе $\text{CaO} - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$. Использовались уравнения состояния и термодинамическая база данных для минералов и твердых растворов [Kuskov, Kronrod, 1998]. В настоящей работе строилась пятислойная модель Луны, состоящая из коры, трехслойной мантии и Fe-10 мас% S-ядра ($\rho=5.7 \text{ г см}^{-3}$). Закон изменения температуры задавался по [Kuskov, Kronrod, 2009]. Рассматривались основные геохимические модели валового состава Луны авторов Ringwood, Taylor, O'Neill и других [Kuskov, Kronrod, 1998]. Для каждой модели были определены размеры ядра, сейсмические скорости, плотность, химический и фазовый составы в верхней, средней и нижней мантии.

В результате решения обратной задачи были получены эмпирические зависимости между размерами ядра и валовым составом Луны. Вероятные размеры радиуса ядра R (км) и валовыми концентрациями основных оксидов (масс %) описываются следующими приближенными уравнениями:

$$0.67 \cdot C(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.33 \cdot C(\text{FeO}) = 10.2 - 0.01 \cdot R,$$

$$\text{MG\#} = 77.44 + 0.02 \cdot R,$$

$$C(\text{MgO}) = 26.7 + 0.027 \cdot R,$$

Приведенные выше зависимости позволяют в первом приближении оценить химический состав Луны по размерам Лунного ядра.

Литература

1. Wieczorek, M.A., 15 colleagues 2006. The constitution and structure of the lunar interior. *Rev. Miner. Geochem.* 60, 221–364.
2. Kuskov, O.L., Kronrod, V.A., 1998. Constitution of the Moon: 5. Constraints on composition, density, temperature, and radius of a core. *Phys. Earth Planet. Interiors* 107, 285–306.
3. Kuskov, O. L., Kronrod, V. A., 2009. Geochemical constraints on the model of the composition and thermal conditions of the Moon according to seismic data. *Izv. Phys. Solid Earth.* 45, 753–768.

INVERSION OF GEODETIC DATA AND CORE SIZES OF THE MOON FOR THE BULK COMPOSITION

Kronrod V.A., Kuskov O.L., Kronrod E.V.

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

We jointly invert mean mass, mean moment of inertia, seismic velocities and core sizes of the Moon for the lunar mantle composition using a Monte Carlo method. The results of our inversion procedure allow us to establish the relationships between the bulk composition and core sizes.

ВЕРОЯТНЫЙ ПРОФИЛЬ ТЕМПЕРАТУРЫ В МАНТИИ ЛУНЫ

Кронрод Е.В., Кусков О.Л., Кронрод В.А.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского
(ГЕОХИ) РАН, 119991 Москва, ул. Косыгина 19,
e-mail: kendr_ka@bk.ru

Температура – важнейший параметр для изучения природы Луны. Знание о распределении температуры в мантии Луны дает возможность определить тепловые потоки из лунных недр, которые зависят от концентрации радиогенных элементов (торий, уран). По содержанию Т и U можно определить концентрацию Al, по которой в свою очередь можно судить о происхождении Луны. Если содержание Al высокое, значит, Луна обогащена тугоплавкими элементами по сравнению с Землей. По принятым на настоящий момент оценкам вероятная концентрация Al находится в районе 4% [Taylor, 2006].

Вероятный профиль распределения температуры в мантии определялся на основании решений полной обратной задачи [Кусков, 1998], профиля температуры, полученного инверсией сейсмических данных [Кусков, 2009], условий достижения температуры плавления верхних областей ядра [Weber, 2011], условий отсутствия подплавления породы на глубинах до 1000 км, условий положительного или нулевого градиента плотности по глубине, условий близости решения к одномерной модели теплопроводности. Рассмотрим подробнее ограничения на профиль температуры в мантии Луны.

Ограничение по сейсмическим данным

Для базовых сейсмических моделей [Lognonné, 2005], [Gagnepain-Beyneix, 2006], [Khan, 2007] и базовых составов (оливиновый пироксенит, Ca-Al обогащенный состав оливин-клинопироксен-гранат Ol-Cpx-Gar, пиролит) [Кусков, 1998] по сейсмическим скоростям был определен диапазон возможных профилей температуры, не противоречащих сейсмическим данным [Кусков, 2009].

Ограничения по массе и моменту инерции

В определенном в п.1 диапазоне были проведены все возможные профили температуры, и для каждого профиля производилась проверка по ограничениям по массе и моменту инерции. В результате был получен нижний предел по температуре - на глубине 150 при температуре ниже 500°C не существует решений, удовлетворяющих

массе и моменту инерции. Верхний предел не был получен, поскольку температура компенсируется составом (скорость зависит от температуры и плотности, а на значение плотности существенно влияет концентрация Al).

Условия на градиент плотности по глубине

Отсутствие инверсии плотности - естественное требование для спутника, находящегося в гидростатическом равновесии. Из гипотезы лунного океана можно допустить, что процесс охлаждения мантии сопровождался конвективным перемешиванием, приводящим к однородной по составу и температуре мантии. Как следствие, безразмерный момент инерции близок к моменту инерции однородного тела (0.4 – 0.3931).

Численное моделирование подтверждает гипотезу однородной по плотности мантии. Изменения плотности по глубине в мантии происходят только в третьем знаке даже в случае резкого изменения химического состава между верхней мантией и нижней. В результате численных экспериментов был выбран профиль температуры с градиентом

$dT/dH = 1,05 - 0,0006 \cdot H$ (T - температура, °C, H – глубина, км) (1), который с приемлемой точностью обеспечивает нулевой градиент плотности по глубине.

Вероятная температура на глубине 1000 км

В работе [Weber, 2011] из условий подплавления мантийных пород на радиусе $R=480$ км (глубина $H=1730-480=1250$ км) находится оценка $T=1650^\circ\text{K}$ (1380°C).

Возьмем эту температуру как реперную точку и на основании (1) определим температуру на 1000 км.

Если мы возьмем значение производной на 1000 км

$$dT/dH = 1.05 - 0.0006H = 1.05 - 0.6 = 0.45^\circ/\text{км}$$

Тогда $T_{1000} = 1250^\circ\text{C}$.

На основании вышеприведенных оценок примем

$$T_{1000} = 1200 - 1250^\circ\text{C} \quad (2)$$

Оценка градиентов по закону Фурье

При постоянной мощности радиационных источников по всему объему в мантии на основании равномерного распределения источников из закона Фурье определяется градиент температуры в мантии. Было получено хорошее совпадение градиентов температуры

по совершенно различным моделям (модели постоянной плотности по глубине “1” и модели равномерно распределенных источников “2”).

Все профили температуры в моделях 1, 2 подобны друг другу с точностью до константы. Константа находится по известной температуре в какой-либо точке мантии. Перепад температуры на глубинах 150 – 1000 км с точностью до градуса

$$\delta T_{150-1000}=600\text{ }^{\circ}\text{C} \quad (3)$$

Температура на глубине 150 км

Для обеспечения температуры на глубине 1000 км $T_{1000}=1200^{\circ}\text{C}$ требуется $T_{150}=600^{\circ}\text{C}$ на глубине 150 км. Рассмотрим вероятные значения T_{150} , полученные по разным моделям.

В работах [Кусков, 2009], [Кусков, 1998] на основании решения обратной задачи с учетом момента инерции, массы и сейсмических скоростей найдено $T_{150}=570\text{--}630^{\circ}\text{C}$.

В работе [Кусков, 2009] по сейсмическим волнам получено $T_{150}=570\pm 100^{\circ}\text{C}$.

Суммируя эти данные и условие $T_{1000}=1200\text{--}1250^{\circ}\text{C}$, зададим $T_{150}=600^{\circ}\text{C}$.

На больших глубинах $dT/dH=0.45\text{--}0.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$

В результате решения серии задач были определены диапазоны возможных вариаций температуры в мантии. Вероятный профиль T_{pm} распределения температуры в мантии определялся на основании решений полной обратной задачи, профиля температуры, полученного инверсией сейсмических данных, условий достижения температуры плавления верхних областей ядра, условий отсутствия подплавления породы на глубинах до 1000 км, условий положительного или нулевого градиента плотности по глубине. Согласование всех этих условий дает вероятный профиль температуры:

$$T_{pm}\text{ }^{\circ}\text{C} = 449 + 1,05 \cdot H - 0,0003H^2, \quad \text{где } H \text{ – глубина, км.}$$

Исследования поддержаны РАН (программа 22) и РФФИ (гранты 12-05-00178 и 12-05-00033).

Литература

1. Кусков О.Л., В.А. Кронрод, Геохимические ограничения на модели состава и теплового режима Луны по сейсмическим данным // Физика Земли. 2009. №9, С. 25-40.
2. Кусков О.Л., В.А. Кронрод, Модель химической дифференциации Луны // Петрология. 1998. Том 6, С. 615-633.

3. Kuskov, O.L., Kronrod, V.A. Constitution of the Moon: 5. Constraints on composition, density, temperature, and radius of a core // *Phys. Earth Planet. Interiors* 107. 1998. P. 285- 306.
4. Weber, R., Pei-Ying Lin, Garnero, E. et al.: Seismic Detection of the Lunar Core. // www.sciencexpress.org. 2011
5. Lognonné P. Planetary seismology // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2005. V. 33. P. 571–604.
6. Gagnepain-Beyneix, J., Lognonné, P., Chenet, H. et al. A seismic model of the lunar mantle and constraints on temperature and mineralogy // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2006. Vol. 159. P. 140-166.
7. 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. Vol. 168. P. 243–258.
8. S. Ross Taylor, G. Jeffrey Taylor, L. August Taylor. The Moon: A Taylor perspective // *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70. 2006. P. 5904–5918.

THE PROBABLE TEMPERATURE PROFILE IN THE MANTLE OF THE MOON

Kronrod E. V., Kuskov O. L., Kronrod V.A.

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, kendr_ka@bk.ru

We determine the probable temperature profile T_{pm} from several criteria: solution of the full inverse problem, determined from seismic velocities inversion temperature profile, temperature melting of the upper zone of the core, absence of melting geological material on the depth upper 1000 km, positive or zero vertical density gradient. Determined temperature should be close to the one-dimensional thermal conduction model.

We have found the temperature at the depths of 150 km and 1000 km and the temperature gradient in the mantle. Due to our calculations the temperature is 600°C at the depth of 150 km and 1200°C at the depth of 1000 km. From numerical modeling temperature profile with gradient $dT/dH = 1,05 - 0,0006 \cdot H$, (H – km), was selected. Correlating all of data gives probable temperature profile of the lunar mantle at the depth less than 1000 km: $T_{pm}^{\circ\text{C}} = 449 + 1,05 \cdot H - 0,0003 H^2$, H – depth in kilometers.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ И ДРУГИХ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ ПАЛЛАСИТОВ

Лаврентьева З.А., Люль А.Ю.

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

Введение. Палласиты являются весьма дифференцированными метеоритами, содержащими две главные фазы, оливин и Fe,Ni-металл. На основании химического состава металла и силикатов палласиты классифицированы на главную, главную аномальную, Eagle Station и пироксенсодержащую группы [Wasson and Choi, 2003]. Составы металла и оливина в палласитах главной группы не показывают общей истории образования. Основными проблемами по-прежнему остаются происхождение оливиновой фазы и процессы, объединяющие металл и оливин в одну породу палласита.

Относительно происхождения палласитов и их родительских тел среди исследователей пока нет единого мнения. Наиболее признанной является модель, согласно которой палласиты были образованы на границе ядро – мантия в дифференцированных родительских телах [Scott, 1977; Wasson and Choi, 2003]. Новые результаты позволили предположить, что палласиты произошли из нескольких различных родительских тел, возможно, не более 5 -7 [Boesenberg et al., 2000].

В данной работе, в результате многократного селективного отбора и с помощью чувствительного метода нейтронно-активационного анализа нам удалось обнаружить некоторые компоненты в веществе палласита главной группы Омолон, обогащенные редкими элементами. Так, например, тридимит содержит компоненту, обогащенную тяжелыми редкоземельными элементами (РЗЭ), а четыре фрагмента обогащены легкими РЗЭ. Элементный состав выделенных минеральных фракций из палласита Омолон определялся Центральной лабораторией анализа вещества ГЕОХИ РАН по оптимизированному варианту инструментального нейтронно-активационного анализа, разработанному для изучения состава внеземного вещества [Колесов и др., 2001].

Распределение РЗЭ в минералах палласитов. Наибольшим источником РЗЭ в палласитах является оливин (доминирующая фаза) и фосфаты (носитель). Содержания редких элементов, в частности РЗЭ, в оливинах и акцессорных минералах палласитов изучены недостаточно.

В содержаниях РЗЭ в оливинах палласита Омолон наблюдаются значительные вариации: обнаружено, что четыре фракции оливина обеднены (0.022 - 0.040 мкг/г), а две фракции (0.497 – 0.913 мкг/г) обогащены легкими редкоземельными элементами. Оливины палласитов в основном содержат очень мало РЗЭ, однако, в фосфатах обнаружен широкий разброс распространенностей РЗЭ (от 0.001 до 100 x CI) с различными спектрами распределения. В пределах одного зерна фосфата распределение РЗЭ гомогенно, но от зерна к зерну могут варьировать в одном и том же метеорите с факторами от 10 до 100. Разнообразие распространенностей РЗЭ и спектров в фосфатах палласитов может быть понято с точки зрения смешанной модели. Фосфаты палласитов были включены в металлический расплав, подобный составу железным метеоритам IIIAB, во время смешения с оливиновыми слоями. Во время быстрого охлаждения фосфатные зерна остались изолированными друг от друга. Каждое фосфатное зерно будет иметь характерные распространенности и спектры РЗЭ, которые отражают характеристики предыдущей истории [Hsu, 2003].

В палласите Омолон выделены четыре фрагмента N,O,P,R с высокими содержаниями РЗЭ. Относительные содержания элементов показаны на рис. 1.

Во фрагментах N, O, P и R наблюдается заметное фракционирование между легкими и тяжелыми РЗЭ – $(La/Lu)_N / (La/Lu)_{C1} = 9.7$; $(La/Lu)_O / (La/Lu)_{C1} = 5.2$; $(La/Lu)_P / (La/Lu)_{C1} = 6.6$; $(La/Lu)_R / (La/Lu)_{C1} = 16.2$ с положительными аномалиями Eu и в N – фрагменте и отрицательными Eu аномалиями в O и R фрагментах. Во фрагментах палласита Омолон степень фракционирования между легкими и тяжелыми РЗЭ увеличивается с возрастанием в них содержания Na. Очевидно, легкие РЗЭ и Na входят в один минерал, в витлокит. Витлокит в данном случае представляет геохимический интерес, поскольку в нем содержится, то небольшое количество щелочей, которые имеются в палласитах. Следовательно, легкие РЗЭ и Na во фрагментах могут концентрироваться в витлоките. Очевидно, что фрагменты в палласите Омолон обогащены фосфатами.

Несмотря на простоту минералогии, происхождение палласитов является до сих пор предметом обсуждения. Минералогия и медленные скорости охлаждения подтверждают ядро – мантийное происхождение палласитов. В хондритовой магме различия в плотностях приведут к разделению металла от силикатного расплава в форме планетарного ядра. После этого оливин, сходный с оливином палласитов, будет первым минералом, который будет кристаллизоваться из силикатного расплава. В этой модели

палласиты будут образовывать слой или поверхность раздела, где металл из ядра и мантийные силикаты смешиваются. Предполагается, что такой слой образуется на глубине внутри астероидов, при условии, что палласиты охлаждались очень медленно, о чем свидетельствуют видманштеттеновые структуры в Fe,Ni сплавах. Однако фрагментированные и угловатые оливины не подтверждают такую модель. При таких условиях оливины палласитов не могли быть образованы на границе между Fe,Ni ядром и силикатной мантией. Оливины должны быть произведены в результате независимого механизма, и затем быть погруженными или интродуцированными в расплавленное железное тело [Hsu, 2003].

Интерпретация полученных нами данных в комплексе с литературными сведениями по распределениям второстепенных и редких элементов в оливинах палласита Омолон показала, что палласиты необязательно должны были образоваться на границе ядро – мантия их родительских тел. Данные по распределению редких элементов в минералах позволяют предположить, что родительское тело палласита Омолон могло быть образовано как ударно-брекчированная смесь материала ядра с материалом мантии в результате столкновения астероидов.

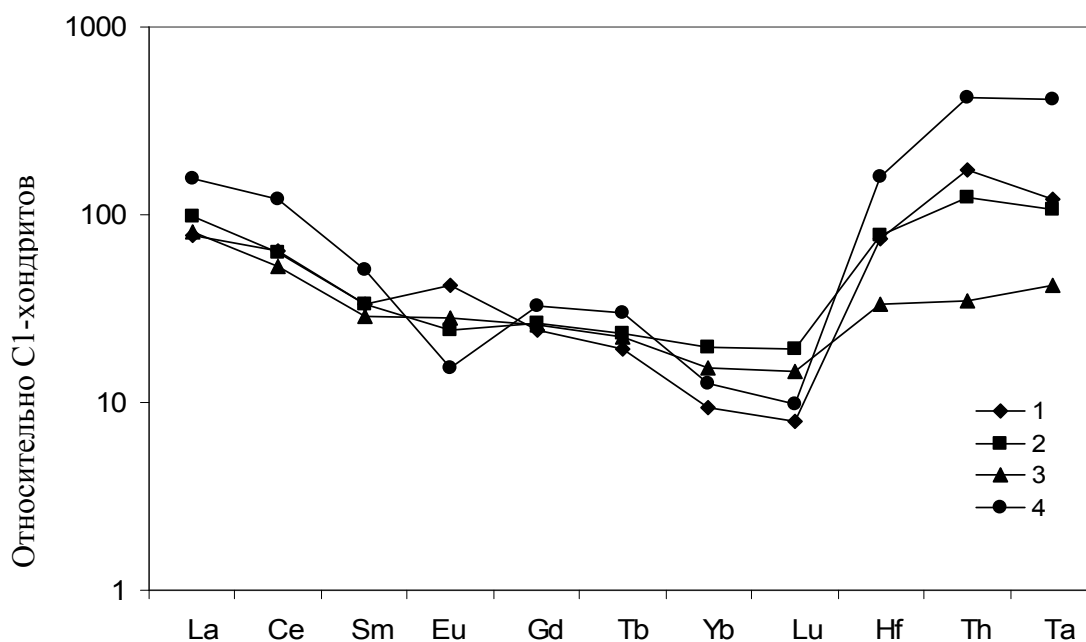


Рис.1. Нормированные к C1-хондритам содержания редких элементов в N, O, P и R фрагментах из палласита Омолон. 1 – фрагмент N (коричнево-красное стекло), 2 – фрагмент O (темно-коричневое стекло), 3 – фрагмент P (полупрозрачная зеленовато-серая порода), 4 – фрагмент R (светлая плотная порода).

Литература

1. Wasson J. T. and Choi B. G. Main-group pallasites: chemical composition, relationship to III A B irons, and origin. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2003. V. 67. № 16. P. 3079 - 3096.
2. Scott E. R. D. Geochemical relationships between some pallasites and iron meteorites. // *Mineral. Mag.* 1977. V. № 318. P. 265 – 272.
3. Boesenberg J. S., Davis A.M., Prinz M., Weisberg M. K., Clayton R. N. and Mayeda T. K. The pyroxene pallasites, Vermilion and Yamato 8451: Not quite a couple. // *Meteoritics & Planetary Science*. 2000. V. 35. P 757 – 769.
4. Колесов Г. М, Шубина Н. А., Люль А. Ю. Оптимизация инструментального нейтронно-активационного анализа внеземного вещества: фрагментов лунных пород, метеоритов, хондр и ультратугоплавких включений. // *Журнал аналитической химии*. 2001. Т. 56. №11. С. 1169-1172.
5. Hsu W. Minor element zoning and trace element geochemistry in pallasites. // *Meteoritics & Planetary Science*. 2003. V. 38. №8. P. 1217 - 1240.

REE AND SOME OTHER TRACE ELEMENTS DISTRIBUTION IN THE MINERALS OF THE PALLASITES.

Lavrentjeva Z.A., Lyul A.Yu.

V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow, E-mail: lavza@mail.ru

In the present paper the results of the determine of the rare elements in olivine, tridimite and 4 fragments from Omolon pallasite are reported. Tridimite have HREE-enriched pattern. All fragments enriched in LREE, Na, Ca, Cs, Hf, Th and Ta. It is assumed that pallasite body was formed as impact-brecciated mixture of material of asteroid core with material of mantle in the result of the strong between asteroids

ВЛИЯНИЕ КОМПОНЕНТОВ НА ВЯЗКОСТЬ РАСПЛАВОВ МАГМАТИЧЕСКОГО СОСТАВА

Лебедев Е.Б.

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

Химическая дифференциация Земли и Луны существенно влияет на формирование силикатных оболочек и металлического ядра планетного тела при частичном плавлении глубинного вещества. Вязкость расплава магматических пород изменяется в очень широких пределах в соответствии с большим разнообразием пород и различием их химического состава. В значительной степени вязкость магматических пород определяется вязкостью породообразующих минералов, составляющих породу. Измерения вязкости расплавов минералов малочисленны. Однако имеющиеся данные показывают их определяющую роль. Вязкость расплавов альбита оказалась близкой к вязкости гранита и обсидиана, вязкость базальтов, диопсида близка к вязкости основных пород. Вязкость основных силикатных расплавов при температурах 1200-1400°C изменяется в диапазоне $\eta \sim 10^3 - 10$ пуаз. Вязкость кислых силикатных расплавов при температурах 1200-1400°C изменяется в диапазоне $\eta \sim 10^7 - 10^4$ пуаз. Вязкость силикатных расплавов изучали: Воларович и др., 1940; Сабатье, 1956; Шоу, 1963; Каррон, 1969; Мураси, МкБирней, 1970; Скарф, 1973; Персигов, 1972; Лебедев и др., 1975 и другие.

Малая вязкость базальтовых расплавов в первую очередь объясняется небольшим содержанием кремнекислоты и наличием железа. В условиях медленного охлаждения при температуре около 1150°C у базальта появляются кристаллы. После этого вязкость резко увеличивается. Наличие в расплаве кристаллов превращает гомогенную жидкость в суспензию, для которой должны применяться такие понятия, как «кажущаяся вязкость».

Выше 1245 °C расплав почти полностью гомогенен. Присутствует незначительное количество только темноцветных минералов. Поэтому никакой зависимости вязкости и напряжения сдвига в расплаве от времени не наблюдается.

На рис. 1 и 2 приведены значения вязкости различных расплавов по литературным данным. Для сравнения приведены значения вязкости простейших жидкостей при нормальных температурах.

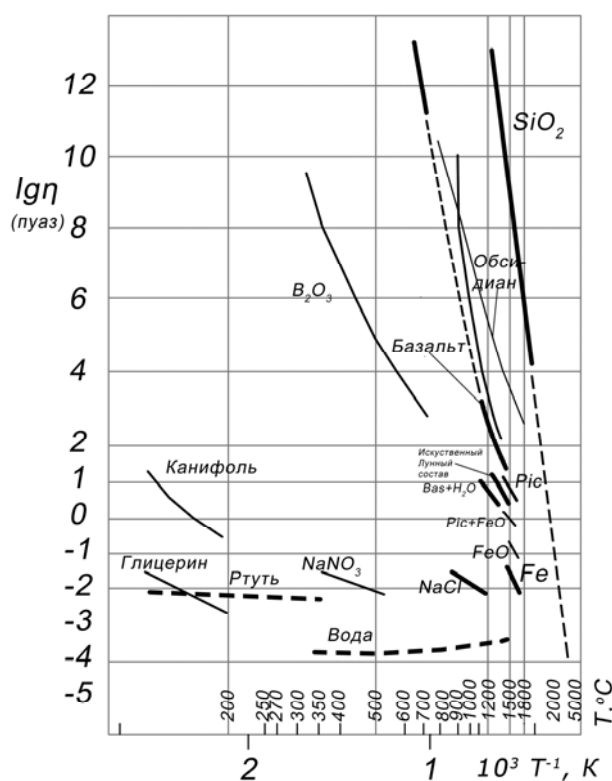


Рис.1.

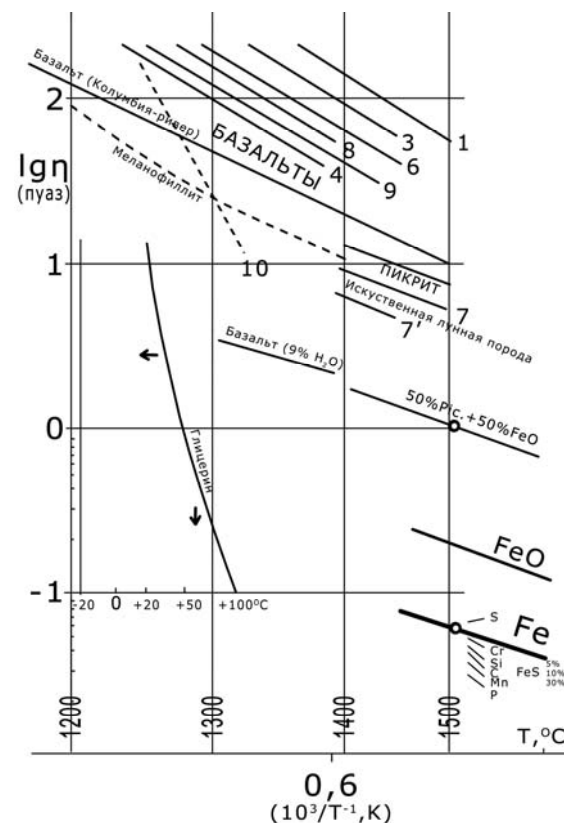


Рис. 2.

Рис.1. Вязкость различных жидкостей и расплавов в широком диапазоне температуре по литературным и экспериментальным данным [1,2,3]. Bas-базальт, Obs- обсидиан, Pic-пикрит, SLS-синтетическая лунная смесь, К-канифоль, Gl-глицерин.

Рис. 2. Вязкость силикатных, магматических расплавов и металлов при высокой температуре по литературным и экспериментальным данным. Экспериментальные данные приведены в монографиях [1,2,3]. Базальты (Bas): 1 - базальт Киргурич (4); 2 - толеит (12,13); 3 -базальт колумбийский (9, 10); 4 - гавайский толеит (20); 5 - базальт (8); 6 оливиновый базальт (12,13); 7 - искусственный состав, соответствующий лунной породе (измерение на воздухе); 7' - то же измерение в атмосфере аргона (9, 10); 8 - скергаардский интрузив (10); 9 - галапагосский оливиновый базальт (10); 10 - оливиновый базальт (8); 11 - пикрит (5); 12 - дунит (14); 13 - Fe-FeS melt (55).

Вязкость жидкого железа изучали: Самарин, Вартман, 1950; Доброхотов, 1951; Гельд, Баум, Петрушевский, 1974; Арсеньев, Коледов, 1976; Баум, 1979; Вайсбурд, 1996; Бражкин, Ляпин, 2000, и другие.

Вязкость жидкого железа значительно ниже вязкости расплавов силикатов $\eta \sim 10^{-2}$ Пас.

Вязкость жидкого Fe под давлением представляет значительный интерес, поскольку, считается, что внешняя часть ядра Земли состоит из расплава на основе Fe.

Для расплава железа под давлением также были получены малые величины, близкие к величинам $\eta \sim 10^{-2}$ Пас. (Бражкин, Ляпин, 2000). Физические свойства расплавов, их вязкость влияют на особенности движения и сегрегации металлических и сульфидных фаз.

Значительное влияние на вязкость жидких металлов оказывает ряд примесных элементов. К ним относятся кислород, углерод, сера, фосфор. Кремний, марганец, хром, алюминий, никель, кобальт, германий, мышьяк снижает вязкость железа; ванадий, тантал, ниобий, титан, вольфрам, молибден повышают вязкость, а медь, водород, азот не влияют на нее.

Имеющиеся в литературе данные по влиянию кислорода, углерода и серы на вязкость железа противоречивы, что связано с различной чистотой исследованных образцов. Водород не является поверхностно-активным элементом по отношению к железу. Незначительное действие водорода на вязкость сплавов железа связано с изменением активностей других присутствующих элементов. (Баум, Металлические жидкости, 1979)

Вязкость основных силикатных расплавов при температурах 1400-1500°C при содержании около 50% FeO в диапазоне $\eta \sim 1,5 - 1$ пуаз. Такого типа расплав может существовать в виде пленки между кристаллами оливина и капель железа.

Вязкость жидкого железа при температурах 1530°C значительно ниже вязкости расплавов силикатов и составляет $\eta \sim 5 \cdot 10^{-2}$ пуаз (Бражкин, Ляпин, 2000).

Экспериментальные данные показывают, что движение и осаждение железа в частичном силикатном расплаве должны также зависеть от соотношения и близости вязкости силикатного расплава и металлического расплава.

Результаты экспериментальных работ показывают, что сегрегация металлических фаз преимущественно может осуществляться при низких значениях вязкости силикатного расплава и низких значениях межфазного натяжения металлических и силикатных фаз.

При аккумуляции и сегрегации железа при низких содержаниях серы в железе (до 5%) т.е. в системах, содержащих серы в FeS(Fe 95% + S 5%), важное значение приобретают компоненты, влияющие на физико-химические свойства железа. Кроме влияния летучих, сидерофильных, малолетучих элементов в железе, таких компонентов как S-P-Si-C, важное значение имеет содержания FeO в силикатном расплаве.

Используя экстраполяционные данные Корпачева и Попеля, 1959; Есина и Гельда, 1966; Арсентьева и Коледов, 1976 по влиянию кислорода на железо в составе силикатного расплава, можно

оценить вязкость ферробазальта. Так при содержании 1 ат.% кислорода в железе вязкость FeO при 1400°C будет равно $\eta = 0,2$ пуаза. Тогда при аддитивных соотношениях в расплаве с содержанием 50% Bas + 50% FeO его вязкость будет чрезвычайно низкой и равна $\eta = 1$ пуаз, Рис. 2.

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

Литература

1. Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Физические свойства магматических расплавов. М., «Наука» 1979. 200 с.
2. Персигов Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.: "Наука".1984. 160 с.
3. Воларович М. П. Исследование вязкости расплавленных горных пород // Докл. АН СССР, 1934. № 9. С. 561—564.
4. Есин О.А, Гельд П.В. Физическая химия пирометаллургических процессов. М.: «Металлургия»,1966.
5. Арсентьев П. П., Коледов Л. А. Металлические расплавы и их свойства. М.: «Металлургия», 1976. 376 с.

INFUENCE OF THE COMPONENTS ON THE VISCOSITY OF MELTS THE MAGMATIC ROCKS COMPOSITION

Lebedev E.B.

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

In addition to the volatile components, content FeO exerts an important influence on viscosity of the silicate melt. At the FeO content of 50%, viscosity of the silicate melt can be extremely low.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО МОДЕЛИРОВАНИЮ МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАЛЛИЧЕСКОГО ЯДРА ЛУНЫ В УСЛОВИЯХ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ

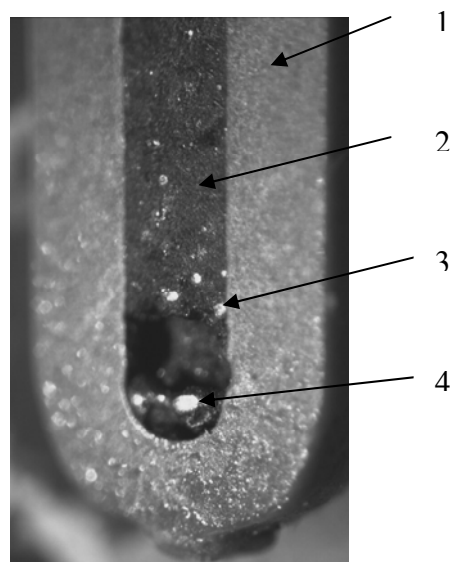
¹**Лебедев Е.Б., ¹Рощина И.А., ¹Кононкова Н.Н., ¹Зевакин Е.А.,
²Аверин В.В.**

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

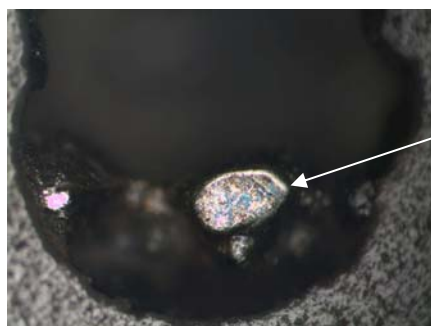
²Институт металлургии и материаловедения им. А.А.Байкова РАН
(ИМЕТ РАН)

Состав, размеры и механизм образования ядра Луны обсуждаются и остаются окончательно неизвестными. Один из подходов к решению этой проблемы – исследование поведения сидерофильных элементов. В предложенной Э.М. Галимовым [Галимов, 2004] модели образования системы Земля-Луна предполагается, что Луна формируется из вещества первичного хондритового состава в процессе фрагментации пылевого сгущения, общего для Луны и зародыша Земли. Геохимические критерии вещественного состава на Луне, характеризующие дефицит железа, обедненность ее летучими компонентами и наблюдаемый характер распределения сидерофильных элементов, показывают возможность при определенных условиях, согласовать происхождение Луны и образование ее ядра из первичного вещества близкого к составу CI - углистых хондритов. При содержании металлического железа, участвовавшего в разделении сидерофильных элементов ~ 5% (сосредоточившегося в конечном счете в ядре), и величине частичного плавления ~ 13%, расчетное распределение сидерофильных элементов оказывается близким к наблюдаемому.

Для проверки модели перколяции жидкого металлического железа в силикатной матрице хондритового состава при низких степенях плавления предпринято экспериментальное исследование движения и осаждения железа при высокотемпературном центрифугировании. Состав исходной смеси: 85%Ol; 10% ферропикрит; 5% Fe-S (95%Fe, 5%S). В результате моделирования получена сегрегация железа в системах железосульфидных и силикатных расплавов при частичном плавлении, восстановительных условиях и деформировании силикатного каркаса, указывающая на возможность осуществления предполагаемого механизм образования Луны из вещества близкого к составу CI- углистых хондритов.



а)



б)

Рис.1. Эксперимент CS-110 [Лебедев, Галимов, 2012]. Распределение фаз по высоте образца после центрифугирования: (а) – 1 - пробирка ZrO_2 , 2 – частичный силикатный расплав (кристаллы оливина + межзерновой расплав ферропикрита), 3 – капли железа, 4 – осевшее железо; (б) - осадок железа (4а).

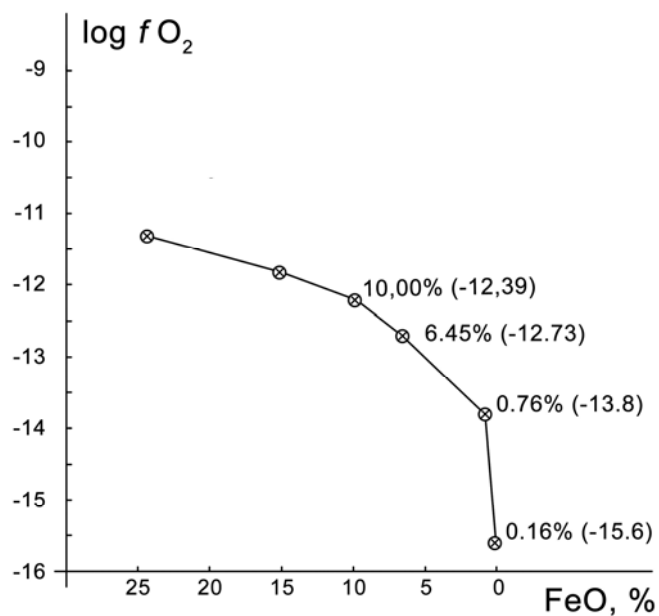


Рис. 2. Зависимость летучести кислорода в модельном расплаве в зависимости от содержания железа.

Для экспериментального моделирования условий сегрегации железа при частичном плавлении использовался метод высокотемпературного центрифугирования [3]. Установка представляет собой оригинальную центрифугу, со скоростью вращения 3000-6000 об/мин. Радиус вращения 11 см. Длина ампулы с образцом ~1 см. Она позволяет превышать ускорение силы тяжести в образце в 2000-4000 раз, $T=1400-1500^{\circ}\text{C}$ и понижение буфера IW на ~ -5 логарифмических единиц, $\Delta \log f_{\text{O}_2}(\text{IW}) = \sim -5.5$.

Силикатную твердую матрицу представляли кристаллы оливина Fo89 (85 мас.%), межзерновой расплав был представлен составом ферробазальта или ферропикрита (10 мас.%). Металлическая часть состояла из расплава Fe-S (5 мас.%), который содержал 5% S от количества железа Fe, т.е. (95%Fe, 5%S). Ферробазальт (пикритобазальт) содержал 12 мас.% MgO и 17,5 мас.% FeO. Размер зерен исходных веществ составлял 30-60 мк. Исходный сплав Fe-S был приготовлен из природного FeS_2 путем добавления к Fe расчетных количеств (P, Si, C), улучшающих литейные и физические свойства сплава (текучесть, межфазное натяжение, вязкость). Исходные смеси тщательно перетирались перед опытом, перемешивались и прессовались. Исходная смесь была сплавлена в рабочей ячейке центрифуги при медленном вращении при $T=1300^{\circ}\text{C}$ в течение 0,5 часа для достижения текстурного равновесия.

При деформировании силикатного каркаса при нагружении и незначительном движении частичного расплава в центрифуге металл аккумулируется в нижней части ампулы, рис.1а,б. Летучесть кислорода, рассчитанная по уравнениям [Кадик и др., 1989], на основании состава продуктов эксперимента CS-110. химический состав продуктов эксперимента CS – 110 свидетельствует о высокой восстановленности фаз. Оливин превратился практически в форстерит, исходная силикатная фаза с 17,5% FeO практически в безжелезистый расплав с 0,06-0,65 вес. Вся сера находится в сульфидной пленке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Методом высокотемпературного центрифугирования проведено экспериментальное моделирование сегрегации железа при малом содержании серы (до 5%) в системах железосульфидных и силикатных расплавов при высоких восстановительных условиях на ~ 5 логарифмических единиц ниже буфера IW и температурах 1400-1440 $^{\circ}\text{C}$, в условиях частичного плавления, при деформации силикатного каркаса под грузом и течении металла в зону более низкого давления.

Показано, что при механической деформации силикатного каркаса во время центрифугирования в смеси, состоящей из кристаллов оливина, основного силикатного расплава и железосульфидного расплава, происходит осаждение железа при относительно низкой степени плавления.

2. Полученный результат указывает на возможность осуществления предполагаемого механизма образования Луны из первичного перидотитового вещества близкого к составу CI- углистых хондритов.

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

Литература

1. Галимов Э.М. О происхождении вещества Луны // Геохимия. 2004. № 7. С. 691-706.
2. Лебедев Е.Б., Галимов Э.М. Экспериментальное моделирование формирования металлического ядра Луны в условиях частичного плавления. // Геохимия. 2012. № 8. С. 715-725.
3. Кадик А.А., Лебедев Е.Б. Дорфман А.М., Багдасаров Н.Ш. Моделирование процесса отделения магматических расплавов от кристаллов с помощью высокотемпературной центрифуги // Геохимия. 1989. № 1. С. 43-54.

EXPERIMENTAL DATA ON MODELING OF THE MOON'S METALLIC CORE FORMATION MECHANISMS UNDER CONDITIONS OF PARTIAL MELTING

¹Lebedev E.B., ¹Roschina I.A., ¹Kononkova N.N., ¹Zevakin E.A.

²Averin V.V.

¹V.I.Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, leb@geokhi.ru

²A.A.Bayikov Institute of Metallurgy and Material Science RAS,

Moon and its core were formed from an initial material composition of which is close to CI carbonaceous chondrites. We have experimentally modeled Fe movement and deposition in the course of high-temperature centrifugation in order to verify the model of the percolation of liquid metallic Fe through a silicate matrix of chondritic composition at low degrees of melting.

НЕЛИНЕЙНОСТЬ СОБСТВЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ НЕБЕСНОГО ТЕЛА И ЕГО ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ

¹Лебедев Е.Б., ²Хаврошкин О. Б., ²Цыплаков В. В.

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН)

²Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН (ИФЗ РАН)

khavole@mail.ru

Обычно, собственные колебания планеты (СКП) – важный источник информации о внутреннем строении. Открытие модуляционного метода регистрации СКП позволило не только изучить динамику собственных колебаний, но и при недостатке необходимых экспериментальных данных сделать предварительные выводы об общих свойствах строения. Так, например, сложное внутреннее строение неизбежно приведёт к нелинейной трансформации спектра собственных колебаний Земли (СКЗ), т.е. в случае плохо изученного небесного тела, например, Луны по поведению (деформации) спектра можно судить о сложном строении центральной части, в том числе и о ядре. Соответственно далее подробно анализируется динамика СКЗ и свойства последней, используются при сейсмическом исследовании собственных колебаний Луны (СКЛ).

Добротность собственных колебаний Земли (СКЗ), возможность энергетической связи между модами, случаи аномального расщепления линии и выделение комбинационных периодов обусловили поиск особенностей колебаний, записанных модуляционным методом, особенно в случае наблюдения режима СКЗ как одномодового [1-4]. Последнее позволило по необработанным записям судить об амплитуде $A_{к.з.}$ и периоде $T_{к.з.}$ каждого цикла колебаний Земли: амплитуда колебания непосредственно через рост растягивающих деформаций определяет подъем уровня ВСШ по длине всего участка, а период – расстояние между фронтами соседних участков. Тогда превышение $A_m = A_{к.з.}$ меандра участка микросейсмического шума $A_{м.ш.}$ в окрестности участка, взятое по записям в мм, примем за $A_{к.з.}$, а расстояние между фронтами – за период этого колебания $T_{к.з.}$, измеренный в с. Соответственно были построены графики функций $T_{к.з.} = T_{к.з.}(\square)$, $A_{к.з.} = A_{к.з.}(\square)$, $\square A_{к.з.} = A_{к.з.}(T_{к.з.})$, где $\square$ – текущее время. За единицу $\square$ выбрано характерное время исследуемого процесса – период одного колебания, в течение которого параметры системы (процесса) практически неизменны (рис. 1).

Совместный анализ экспериментальных данных за 1975–1976 гг. показал, что при значительном уровне выделившейся суммарной сейсмической энергии ($\square 10^{25}$ эрг) указанная особенность

возбужденного состояния Земли как осциллятора существует продолжительное время (месяц и более) и сопровождается “перебросом” энергии колебаний малых периодов в более низкочастотную часть спектра (от $10 \div 12$ к $18 \div 20$ минутными периодам собственных колебаний). Возможен анализ СКЗ как осциллятора, описываемого стохастической системой уравнений Дуффинга.

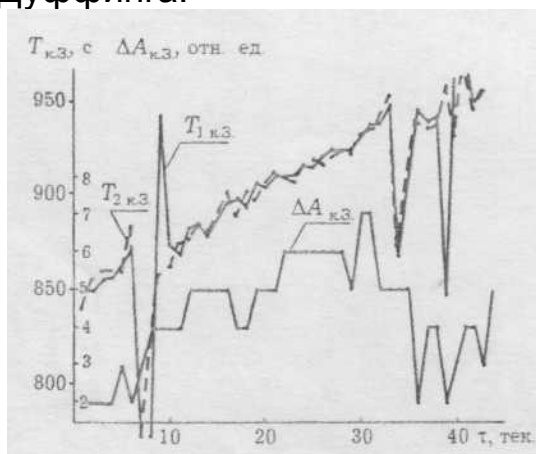


Рис. 1.

Рис.1. Дрейф периодов собственных колебаний Земли T_{k3} и синхронные изменения амплитуд колебаний A_{k3} $A_{k3} = \Delta A_{k3}(t)$ $T_{k3} = T_{k3}(t)$ за 17-18.VII.1975 г.

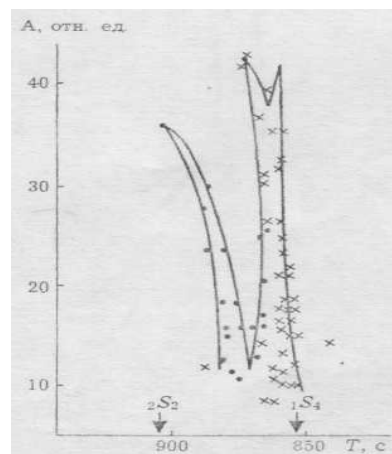


Рис. 2.

Рис.2. Проявление "мягкой" восстанавливающей силы для участка спектра колебаний Земли: амплитудно-частотная характеристика A_{k3} $A_{k3} = A_{k3}(T_{k3})$ за $24-25$.УП.1976 г.

Нелинейность СКЗ наблюдалась и при Аляскинском и Мексиканском землетрясениях 1979 г. по последовательному ряду спектров, полученных по временным реализациям в 5–6 час модуляционным методом (1.4.2). Участки спектров анализировались во времени ($\approx 5-6$ суток) не путем суммирования всего ряда спектров, а обозначением траекторий движения вершин спектральных пиков во времени. Обнаруживается тенденция спектральных линий к расщеплению, перемене наклона скелетных кривых и существование мягких и жестких восстанавливающих сил. Парадокс Ферми-Паста-Улома для сфероидального типа колебаний проявился во вторичном увеличении коэффициентов корреляции при анализе спектров СКЗ, а также ранее: в одночастотном режиме модуляции спектр СКЗ дважды повторялся через 25–30 суток на периодах 15 мин и 18.5 мин. Далее отметим, наблюдение в определенных условиях солитонной структуры колебаний или ФПУ (баланс между энергетическим уровнем САС, параметром нелинейности и амплитудой) обеспечивает минимум потерь в автоколебательной системе в соответствии с известными закономерностями (1.4.4; 5;

2.2.3). Некоторые аналогичные особенности наблюдаются при регистрации лунно-солнечных приливов модуляционным методом. Одновременно возникает вопрос: какова взаимосвязь регистрируемых модуляционным методом нелинейностей деформационных волн (гармоник СКЗ и приливов), “оторвавшихся” от источника (основного тона) и собственно первичных колебаний Земли. Обнаруженные свойства СКЗ были использованы как ближайший аналог при изучении СКЛ.

Луна – нелинейный осциллятор

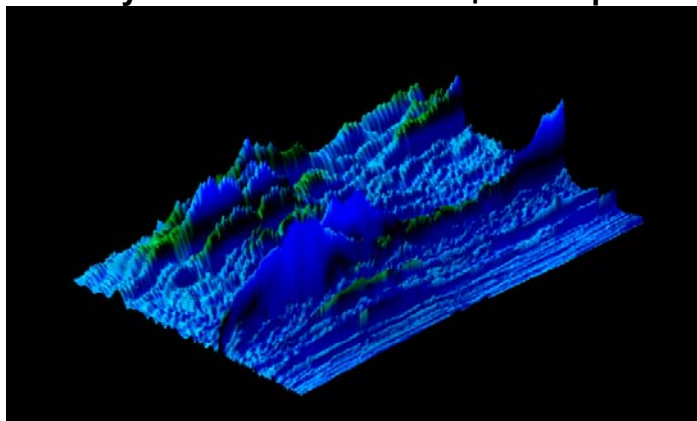


Рис.3.СВАН-диаграмма зависимости амплитуды колебаний от времени наблюдения в области приливных периодов.

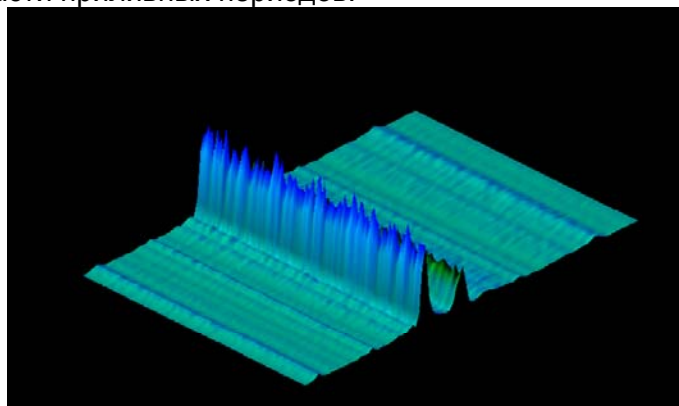


Рис.4. Резонансная диаграмма, на которой изображена зависимость амплитуды резонанса от периодов минутного диапазона в области приливного взаимодействия.

Эффект Боголюбова при изучении собственных колебаний Луны

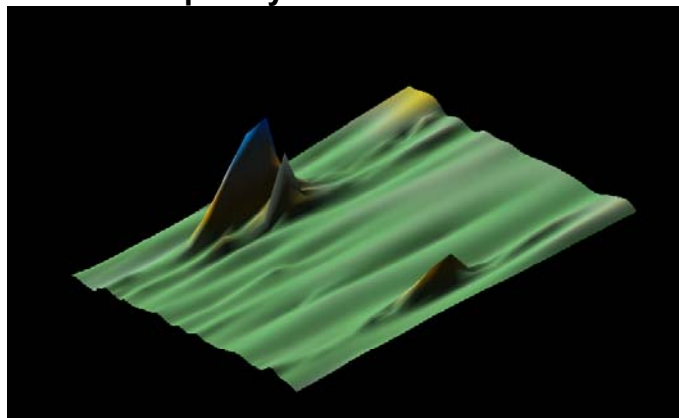


Рис.5.Зависимость максимальной амплитуды резонанса для периодов минутного диапазона в области приливного взаимодействия.

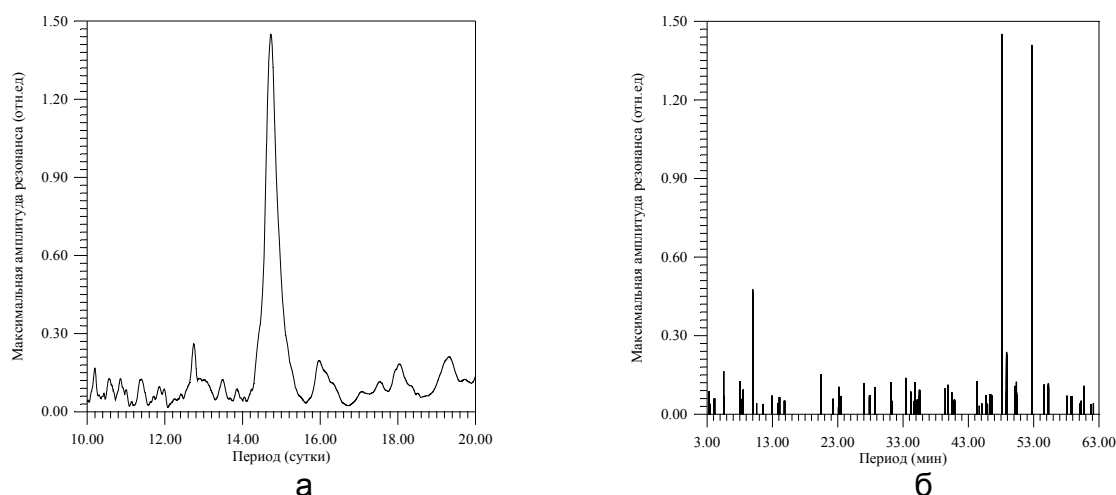


Рис.6. Зависимость максимальной амплитуды резонанса в области приливного взаимодействия а) и расщепление спектральных линий по Боголюбову в минутном диапазоне периодов б).

На рисунках отчетливо проявляются пики $T \sim 10$ мин, который определяется структурой ряда, и другие, связанные с СКЛ. Как показывают СВАН-диаграммы СКЛ испытывают во времени нелинейные деформации, что независимо подтверждает выводы о существовании ядра Луны [5].

Литература

1. Каррыев Б.С., Николаев А.В., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Особенности длиннопериодных волновых процессов в сейсмически активных средах. ИФЗ АН СССР, ВИНТИ. Деп. М., 1984. № 4991–84. 22 с.
2. Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Анализ спектров огибающей высокочастотных микросейсм после Аляскинского и Мексиканского землетрясений в марте 1979 г. // Докл. АН СССР, 1980. Т.252, № 4. С.836–838.
3. Николаев А.В., Рыкунов Л.Н., Старовойт О.Е., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Нелинейность собственных колебаний Земли // Сейсмичность и сейсмическое строительство на Дальнем Востоке. ДВНЦ АН СССР, МСССС, Владивосток. 1982. С.160–162.
4. Хаврошкин О.Б. Некоторые проблемы нелинейной сейсмологии М.: ОИФЗ РАН, 1999. 301 с.
5. Сатоши Танака, Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Блочность литосферы Луны и сейсмичность. Инженерная физика. «НАУЧТЕХЛИТИЗДАТ», ISSN:2072-9995. №1, М. 2012, с.с. 39-54.

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Лобанов К.В.

Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва

lobanov@igem.ru

На основе корреляции геологических и металлогенических данных по смежным территориям России, Финляндии и Норвегии Печенгский рудный район является обособленным сегментом Печенга-Имандра-Варзугской зоны карелид с особым сочетанием тектонических структур, ассоциаций горных пород и рудных месторождений [Казанский, Лобанов, 1996]. На северо-востоке он ограничен Воронье-Колмо-зерской, на юго-востоке – Лицко-Арагубской, на северо-западе - Инари-Киркенесской, а на юго-западе - Печенга-Имандровской, системами разломов, для пород которых значения $KAVp$ - 1.26-1,34 (рис. 1).

Установлено, что в районе континентальная кора делится на верхнюю гетерогенную и нижнюю гомогенную, отличающиеся по величине скоростных параметров. Граница между ними располагается на глубине 20 - 25 км. По данным сейсмической томографии определено положение и строение раздела Мохо, который 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, вмещающим Cu-Ni месторождения. Они отвечают изометричной в плане аномалии диаметром 35-45 км, интерпретированной как кровля реликтового мантийного плюма. Над ним на глубине около 20 км выявлены аномалии с максимальными значениями Vp/Vs – признаки некогда существовавших промежуточных магматических камер основных-ультраосновных пород [Лобанов и др., 2010].

Помимо медно-никелевых месторождений Печенгского и Аллареченского рудных полей в пределах района располагаются архейские месторождения железистых кварцитов Судварангера в Норвегии, раннепротерозойские проявления платинометалльной минерализации в мафических-ультрамафических интрузиях (Гора Генеральская), разнотипные и разновозрастные (протерозойские и фанерозойские) месторождения и рудопроявления радиоактивных руд (Лицевское месторождение и др.), проявления гидротермальной свинцово-цинковой минерализации предположительно палеозойского возраста и, проявления золото-серебряного оруденения на глубоких горизонтах СГ-3 и на поверхности в Южно-Печенгской структурной зоне (Пороярви, Брагинское и др.) [Lobanov, 2012].

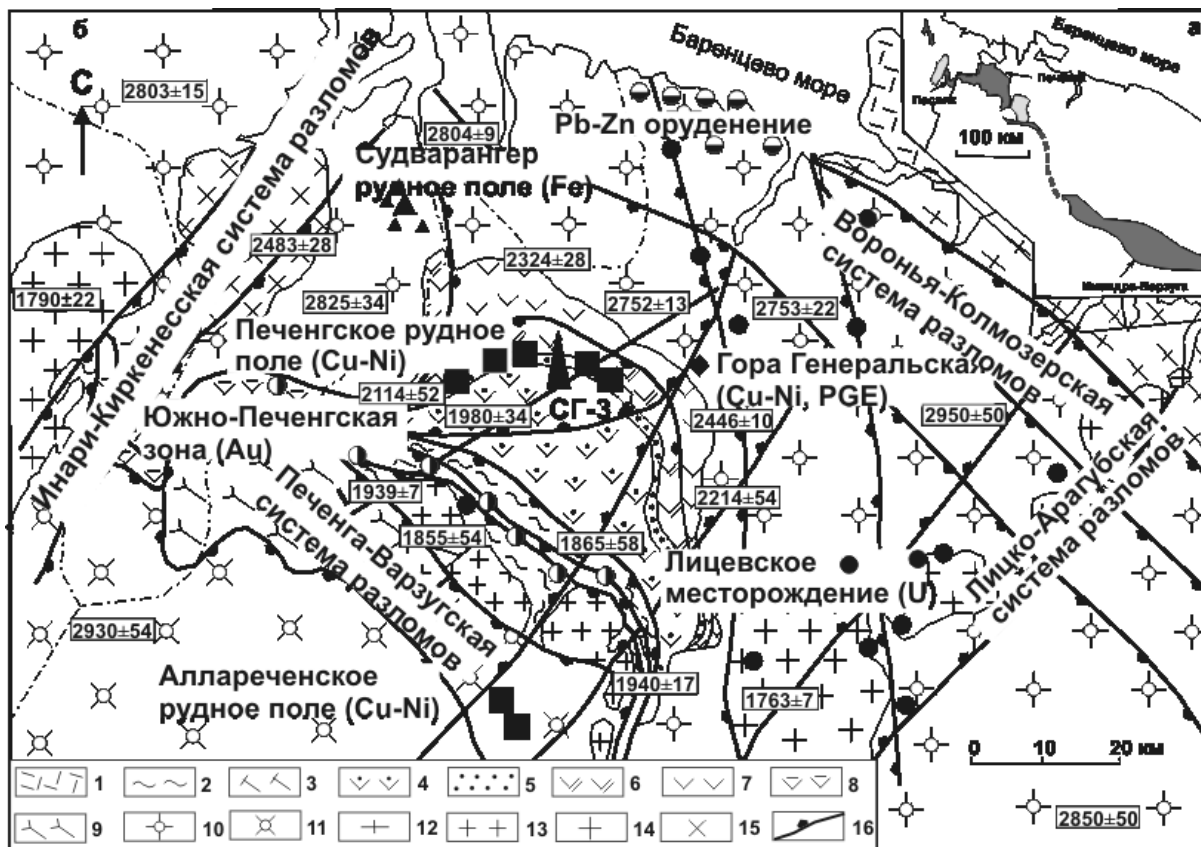


Рис. 1. Схема регионального размещения (а), геологического строения и рудных месторождений (б) Печенгского рудного района [Лобанов и др., 2010].

1 - позднепротерозойские осадочные отложения; 2-7 - ранний протерозой: 2,3 - южнопеченгская серия: 2 - метавулканогенные и метаосадочные породы, 3 - метаандезиты; 4-7 - северопеченгская серия: 4 - metabазальты и метапикриты свиты пильгуярви, 5 - метаосадочная Продуктивная толща с никеленосными интрузиями, 6 - metabазальты и метаосадочные породы свиты колосйоки, 7 - метаандезиты и метаосадочные породы свит куэцярви, ахмалахти; 8 - северопеченгская и южнопеченгская серии нерасчлененные; 9 - кристаллические сланцы тундровой серии; 10-12 - архей: 10 - гнейсы, мигматиты, граниты и амфиболиты Кольско-Норвежского блока, 11 - гнейсы и кристаллические сланцы блока Инари, 12 - гранитизированные гнейсы Мурманского блока; 13-15 - раннепротерозойские гранитоиды: 13 - поздние интрузивные (лицко-арагубский комплекс); 14 - реоморфические; 15 - ранние интрузивные; 16 - зоны разломов.

Металлогению Печенгского рудного района определяется эндогенными рудообразующими процессами карельского и свекофеннского циклов развития Балтийского щита в диапазоне 2.4-1.7 млрд. лет. Выделяются четыре этапа формирования рудных месторождений. С первым связано внедрение расслоенных интрузий габбро-норитов с Cu-Ni и PGE минерализацией возрастом 2.45 млрд. лет, а со вторым – внедрение никеленосных дифференцированных массивов и формирование Cu-Ni руд Печенгского рудного поля (1,96 млрд. лет). Согласно интегральной глубинной геодинамической модели Печенгского рудного района, никеленосные габбро-

верлитовые интрузии Печенгского рудного поля первоначально представляли собой силы и залегают субгоризонтально. Их локализация происходила в сравнительно узком вертикальном диапазоне вулканогенно-осадочных пород Продуктивной толщи и обусловлена гетерогенностью ее литологического разреза и высокой анизотропией по физико-механическим свойствам. С третьим этапом развития района связаны метаморфизм и ремобилизация Cu-Ni руд (1.76 млрд. лет), а с четвертым – формирование гидротермального уранового и золото-серебряного оруденения (1.65 млрд. лет). Формирование этих месторождений связано с процессами тектономагматической активизации Балтийского щита. Результаты палеомагнитных исследований подтверждают основные этапы формирования и преобразования месторождений [Лобанов и др., 2006].

Интегральная геодинамическая модель трактует Печенгский рудный район как горизонтальное сечение мантийной рудообразующей системы центрального типа. Северное крыло Печенгской структуры является фрагментом вулканической кальдеры, осложненной согласными зонами расщепления, а Южное - комбинацией чешуйчатой моноклинали с реоморфическими гранитоидными куполами. Установлена высокие значения KAVr пород Южного крыла по сравнению с Северным.

Изучение СГ-3 и месторождений Восточного рудного узла показало выдержанность медно-никелевого оруденения по падению на 2.5 км. Об этом свидетельствуют тектонический характер контактов никеленосных интрузивов как со стороны лежащего и висячего бока, так и по простиранию; наклонное залегание первичной расслоенности интрузивов, границ вкрапленных медно-никелевых руд и вмещающих осадочных пород; отсутствие прямой корреляции между мощностью интрузивов и мощностью медно-никелевых руд; более интенсивное развитие в Продуктивной толще согласных тектонических зон синметаморфического расщепления по сравнению с нижележащими и вышележащими вулканогенными толщами, а также возрастание в этих зонах KAVr до 1.30-1.40 [Лобанов, 2011].

Установлено, что свинцово-цинковая минерализация Печенгского побережья Баренцева моря в пространстве и во времени ассоциируется с проявлениями мощного рифтогенеза, который предварял и сопровождал формирование шельфовой плиты Баренцева моря, когда Печенгский рудный район находился в режиме пассивной континентальной окраины и испытал глубоко проникающие расколы древней континентальной земной коры.

В Печенгском районе проявления золоторудной минерализации в основном локализуются в вулканогенных толщах Южно-Печенгской структурной зоны. В разрезе СГ-3 обнаружена золотая

минерализация на глубинах 9500-11000 м в архейских породах. Эта минерализация связана с зонами тектонических нарушений развитием в них метасоматитов и, возможно, имеет возраст 1.75-1.65 млрд. лет. Зоны характеризуются повышенными значениями KAVp [Lobanov, 2012].

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 10-05-00411-а.

Литература

1. Казанский В.И., Лобанов К.В. О границах и металлогении Печенгского рудного района (Балтийский щит) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1, С. 103-109.
2. Лобанов К.В., Казанский В.И., Дистлер В.В. и др. Сопоставление изотопно-геохронологических и палеомагнитных данных для пород тектонических блоков и медно-никелевых месторождений Печенгского рудного района // Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма», Москва, ИГЕМ РАН, ГЕОС, 2006, Т. 1, С. 442-447.
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.
4. Лобанов К.В. Структурно-петрофизические условия локализации оруденения в зонах свекофеннского дислокационного метаморфизма на месторождениях Балтийского щита // Материалы 12-ой Международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле», Москва 3-7.10.2011. ОИФЗ РАН, 2011, С. 194-197.
5. Lobanov K.V. Mantle-crustal ore-forming systems of the Pechenga ore district Fennoscandian shield // Proceedings of 7 European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 2012, V. II, pp. 547-548.

STRUCTURAL AND PETROPHYSICAL CONDITIONS OF LOCALIZATION OF ORE DEPOSITS OF THE PECHENGA ORE DISTRICT

Lobanov K.V.

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

lobanov@igem.ru

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ МЕТАЛЛА ЭНСТАТИТОВЫХ МЕТЕОРИТОВ

Люль А.Ю., Лаврентьева З.А.

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

Образованные в сильно восстановительных условиях энстатитовые метеориты представлены тремя химическими типами: EH и EL хондритами с разным содержанием железа и дифференцированными ахондритами - обритами. Эти две группы метеоритов, подобные по минералогии, химии минералов и изотопному составу кислорода, очень сильно различаются по содержанию в них металла (от 19 до ~28 мас.% в E хондритах [Keil, 1968]) и <1 мас. % в обритах [Watters и др., 1979], основной фазы-носителя железа. Следовательно, процессы сепарации металл-силикат играли важную роль в эволюции энстатитовых метеоритов и оказали существенное влияние на состав их металлической фазы. Наблюдаемые в настоящее время тренды фракционирования элементов в металле являются индикаторами конденсационных, метаморфических и магматических процессов, протекавших на разных стадиях эволюции вещества метеоритов, и одними из критериев проверки гипотезы о возможной генетической связи энстатитовых хондритов и обритов. Общепринято, что обе группы метеоритов образовались в одной области протопланетного облака и из близкого по составу протовещества. Различие в последующих процессах эволюции вещества метеоритов запечатлены в химическом составе их отдельных компонентов, в том числе и в металле. В данной работе рассмотрено влияние выше перечисленных процессов на состав Fe,Ni-фазы энстатитовых метеоритов, средний химический состав которых приведен в таблице.

Из приведенных данных в таблице следует подобие среднего состава металла энстатитовых хондритов и ахондритов. Особенностью состава Fe,Ni- фазы энстатитовых хондритов (Kong и др., 1997) является обогащение Au и As относительно как более тугоплавких (Ir, Ni, Co), так и более летучих Ga и Cu. Аналогичное фракционирование элементов наблюдается и в металле обритов, распространенность (относительно CI-хондритов) элементов в котором уменьшается в последовательности Au(9,1)>As(7,3)>Ni(6,8), Co(6,5)>Ga(3,9)>Ir(3,5)>Cu(0,71). Это фракционирование элементов является первичным, протекавшим на до-аккреционной стадии эволюции метеоритов. Наблюдаемое сильное обеднение меди

металла метеоритов относительно более летучего Ga обусловлено ее вхождением в другие минералы.

Таблица

Средний химический состав Fe,Ni-фазы энстатитовых метеоритов [данные Casanova и др., 1993; Wänke и др., 1970; Lyul и др., 2007; Kong и др., 1997; Лаврухина и др., 1980; Van Acken и др., 2012], микроэлементы в мкг/г. Элементы расположены в порядке возрастания их летучести.

	EH хондриты		EL хондриты		Обриты	
	n=7	$\sigma, \%$	n=9	$\sigma, \%$	n=9	$\sigma, \%$
Ir	2.1±0.9	4.2	2.4±0.6	25	1.6±1.2	120
Ni, %	6.2±0.6	9.7	7.1±0.7	10	7.3±2.7	37
Co, %	0.34±0.02	6	0.36±0.02	5.6	0.33±0.05	15
Fe, %	89.5±2.4	2.4	88±1.6	1.8	91±5	4.4
Au	1.41±0.08	6	1.26±0.10	8	1.3±0.2	15
As	14.2±1.1	8	13.7±2.4	17	13.5±3.6	27
Cu	310±140	45	160±80	50	87±60	70
Ga	59±9	15	56±8	14	38±10	26

n – количество проанализированных метеоритов

Особенностью металла обритов является высокая гетерогенность его состава по сравнению с металлом энстатитовых хондритов (см. табл.). При практически одинаковом количестве проанализированных индивидуальных образцов, вариации содержания ряда элементов в металле обритов значительно превышают таковые для металла EH и EL хондритов. Металл обритов особенно гетерогенен по содержанию труднолетучего Ir, величина стандартного отклонения для которого в несколько раз выше таковой для других элементов металла энстатитовых метеоритов. Значительные вариации содержания труднолетучих элементов характерны для железных метеоритов магматических групп, в которых наблюдается сильное фракционирование между Ir и Ni(Au). Значительные вариации отношения Ir/Au наблюдаются и в металле обритов (рис.)

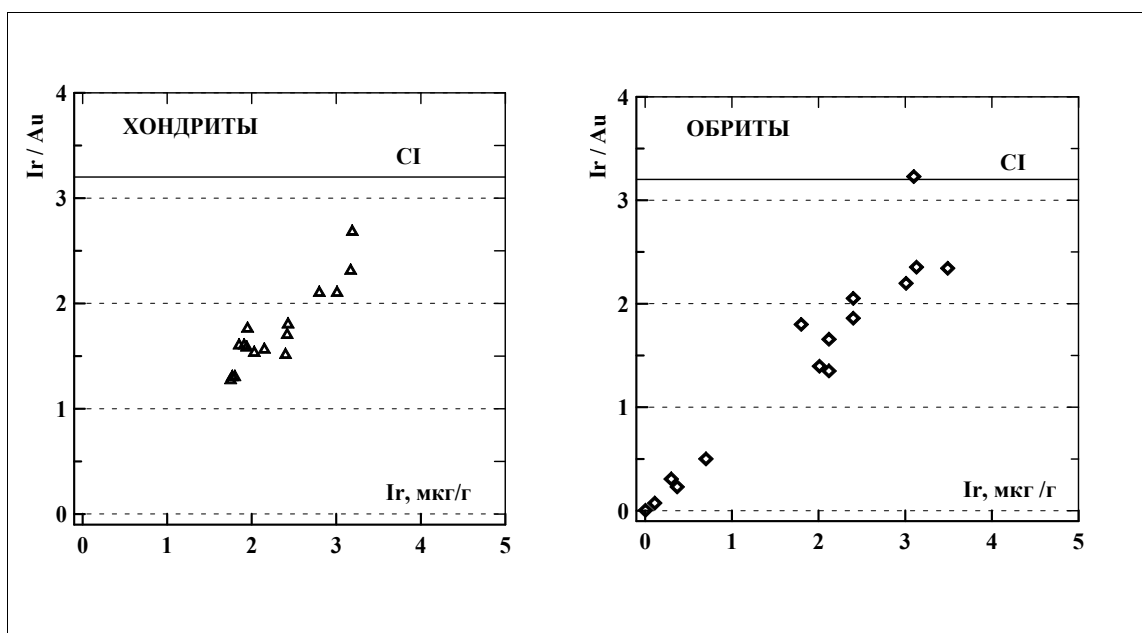


Рис. Вариации отношения Ir/Au в металле энстатитовых метеоритов. Данные см. таб.

Как следует из рис. в обритах присутствует металл двух типов: с отношением Ir/Au, близким к металлу хондритов, и обедненный иридием металл, образованный в результате частичного плавления и фракционной кристаллизации первичного металла. Возрастание степени неоднородности состава металла в последовательности хондриты EH - EL – обриты коррелирует со степенью термальной переработки вещества этих метеоритов в родительском теле: слабо метаморфизованные хондриты EH группы – метаморфизованные и претерпевшие интенсивное ударное воздействие на до-агломерационной стадии эволюции хондриты EL группы – прошедший стадию частичного плавления металл обритов. Следовательно, интенсивность термальной переработки вещества в родительских телах оказала существенное влияние на состав металла энстатитовых метеоритов.

Литература

1. Keil K. Mineralogical and chemical relationships among enstatite chondrites // J. Geophys. Res. 1968. V. 73. P. 6945-6976.
2. Watters T.R., Prinz M. Aubrites: Their origin and relationship to enstatite chondrites // Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 10th 1979. P. 1073-1093.

3. Casanova I., Keil K., Newsom H.E. Composition of metal in aubrites: Constraints on core formation // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. V. 57. P. 675-682.
4. Wänke H., Wlotzka F., Jagoutz E., Begemann F. Composition and structure of metallic particles in lunar "fines" // *Proc. Apollo II Lunar Sci. Conf.* 1970. V. 1. P. 931-935.
5. Lyul A.Yu., Lavrentjeva Z.A., Kolesov G.M. Trace element fractionations in metal of aubrites // *Lunar Planet. Sci. XXXVIII*. 2007. #1059.pdf.
6. 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.
7. Лаврухина А.К., Люль А.Ю., Барышникова Г.В. О распределении сидерофильных элементов в Fe,Ni-фазе обыкновенных и энстатитовых хондритов // *Геохимия*. 1982. № 5. С. 645-663.
8. Van Acken D., Humayun M., Brandon A.D., Peslier A.H. Siderophile trace elements in metals and sulfides in enstatite achondrites record planetary differentiation in an enstatite chondritic parent body // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2012. V. 83. P. 272–291.

ON CHEMICAL COMPOSITION OF THE METAL FROM ENSTATITE METEORITES

Lyul A.Yu., Lavrentjeva Z.A.

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

The trace element concentrations in the Fe,Ni-phase of enstatite meteorites are summarized. It was shown that the observed heterogeneity of this phase composition is correlated with thermal history of enstatite chondrites and achondrites.

СВОЙСТВА ПЕРВИЧНЫХ ПЛАНЕТЕЗИМАЛЕЙ В ЗОНЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЮПИТЕРА И САТУРНА И СЛЕДСТВИЯ ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ ИХ РЕГУЛЯРНЫХ СПУТНИКОВ

Макалкин А.Б.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва,
makalkin@ifz.ru

В науке о формировании планет недостаточно изучена проблема образования планетезималей – допланетных тел с размерами не менее километра, составные части которых могут удерживаться вместе взаимной гравитацией. Последующий рост (аккреция) планет происходит путем объединения планетезималей при гравитационном взаимодействии между ними [Сафронов, 1969]. Но как могли образоваться такие планетезимали?

Мелкие (субмикронные–микронные) частицы объединяются при столкновениях в рыхлые агрегаты размерами до 1 мм – 1 см под действием поверхностных молекулярных сил. Все имеющиеся экспериментальные и теоретические данные свидетельствуют о том, что при относительных скоростях выше ~ 1 м/с происходит дробление агрегатов и что в условиях протопланетного диска путем коагуляции (агрегации) не могли образоваться тела размерами существенно больше 1–10 см [Кусков и др., 2009]. Для эффективной работы поверхностных сил такие тела слишком велики, а для их объединения (слияния) под действием сил гравитации они слишком малы. Поэтому, вероятно, единственным путем образования планетезималей остается оседание пылевых агрегатов в тонкий пылевой слой (субдиск), который при достаточном уплотнении в результате гравитационной неустойчивости распадается на пылевые сгущения. Последние быстро (за 10^4 лет) уплотняются до состояния твердых тел [Сафронов, 1969]. Однако, уплотнению пылевого слоя препятствует турбулентность, возникающая из-за сдвиговых напряжений между слоем, вращающимся вокруг Солнца с кеплеровскими скоростями, и окружающим газом протопланетного диска, вращающимся медленнее из-за наличия радиального градиента давления [Weidenschilling, 1980]. Достичь необходимого уплотнения пылевого слоя позволяет его радиальное сжатие в процессе потери им углового момента из-за трения об окружающий газ [Макалкин, Зиглина, 2004].

Мы провели численное моделирование образования и эволюции двухфазного (пыль–газ) слоя, обогащенного пылью и называемого пылевым слоем. Рассмотрено перераспределение массы в слое. Учтено оседание частиц (пылевых агрегатов) к средней плоскости протопланетного диска, а также миграция частиц пылевого слоя в

направлении Солнца из-за трения о газ отдельных частиц и слоя в целом. Полная скорость подставляется в уравнение сохранения массы (уравнение неразрывности) для поверхностной плотности пылевой компоненты слоя. Рассчитано изменение со временем пространственной и поверхностной плотностей пылевой компоненты и радиальный поток массы пылевых частиц. Расчеты выполнены для пылевых агрегатов различных размеров. Результаты одного из расчетов представлены на рис. 1.

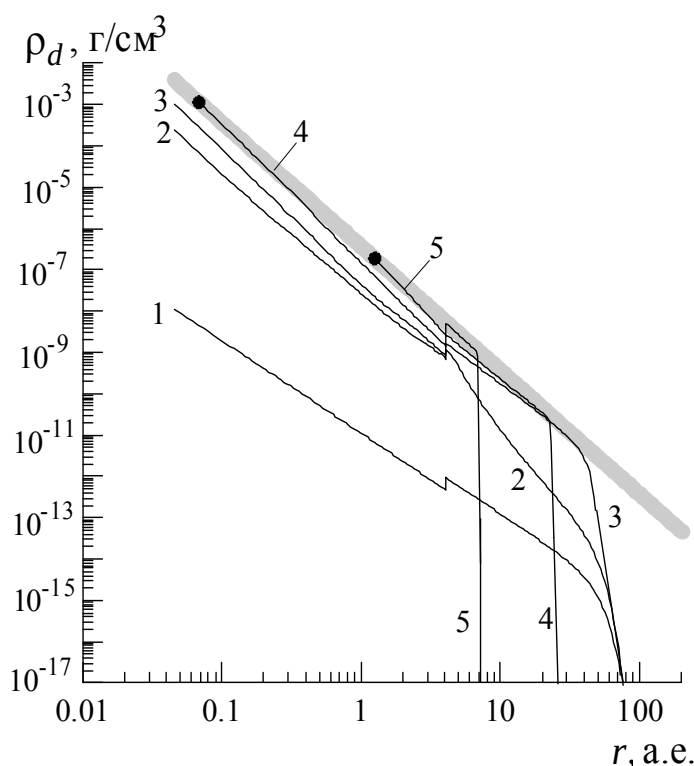


Рис. 1. Изменение плотности в процессе эволюции пылевого слоя с начальным радиусом $r_{d0} = 50$ а.е. для случая частиц с диаметром $d = 10$ см. Широкая диагональная полоса соответствует критической плотности, при которой слой становится гравитационно неустойчивым и распадается на пылевые сгущения. Ширина диагональной полосы соответствует точности определения критической плотности. Кривые 1, 2, 3, 4 и 5 соответствуют следующим моментам времени (в годах) от начала эволюции слоя: 0, 1×10^3 , 5×10^3 , 2×10^4 и 5×10^4 лет. Жирные точки показывают пересечения кривых с серединой полосы.

Из расчетов следует, что эволюция пылевого слоя до наступления его гравитационной неустойчивости (ГН) не превышает 10^5 лет, причем ГН происходит практически одновременно в области образования Земли и области образования планет-гигантов. Массы образующихся пылевых сгущений и первичных планетезималей можно оценить по формуле $m_0 \approx 4\sigma_d^3/\rho_{cr}^2$ [Сафронов, 1994]. При этом значения поверхностной плотности пылевой компоненты σ_d получены из наших расчетов эволюции пылевого слоя, упомянутых выше.

В зоне формирования Юпитера и Сатурна (на 5–10 а. е.) массы первичных планетезималей получились равными $\sim(0.8\text{--}6)\times 10^{22}$ г, а радиусы 120–250 км (при плотности 1 г/см^3 , учитывающей пористость таких планетезималей). Такие крупные тела были теми «кирпичами», из которых затем путем их аккумуляции образовались твердые ядра планет-гигантов. Согласно результатам нашего моделирования образование этих тел на расстоянии 5-10 а.е. происходит в тот же промежуток времени, как и образование планетезималей на 1 а. е., а именно в пределах 0.1 млн. лет. С другой стороны, по изотопным данным, в зоне формирования Земли они образовались через 1 млн. лет после кальций-алюминиевых включений (CAI), по которым датируется начало образования Солнечной системы. Собственное время эволюции пылевого слоя, рассчитанное нами, на порядок меньше, следовательно, начало процесса образования слоя, по-видимому, было отложено на ~ 1 млн. лет. Основной причиной такой задержки могла быть интенсивная глобальная турбулентность на стадии образования и ранней эволюции протопланетного диска. С учетом наших результатов о времени эволюции пылевого слоя $\sim (0.1\text{ млн. лет})$ и изотопных ограничений, первичные планетезимали в области формирования планет-гигантов образовались через ~ 1 млн. лет после CAI. Отсюда следует, что происходил эффективный нагрев таких планетезималей короткоживущими радиоактивными изотопами, из которых важнейшим по обилию и энерговыделению был ^{26}Al . Так как первичные планетезимали, по нашим расчетам, имели крупные размеры, приведенные выше, выделившееся тепло не успевало излучаться с их поверхности. В результате их нагрев алюминием-26 должен был привести к расплавлению ледяной компоненты этих планетезималей и их дифференциации с образованием жидкой мантии (внутреннего океана) и твердого ядра, состоящего из силикатов, под действием водной среды ставших подобными филлосиликатам CI хондритов [Busarev et al., 2003].

Рост твердых зародышей Юпитера и Сатурна до масс $\sim 10 M_{\oplus}$ происходил за 3–5 млн. лет [Кусков и др., 2009]. Гравитационное воздействие зародышей увеличивало относительные скорости планетезималей до нескольких км/с. При столкновениях с такими скоростями они могли дробиться. Поскольку внутренний водный океан в них за несколько миллионов лет не успевал замерзнуть [Busarev et al., 2003], то при столкновениях расслоенных планетезималей должны были образовываться мелкие ледяные фрагменты и существенно более крупные силикатные. Мелкие ледяные частицы менее эффективно захватывались крупными планетезималями, обтекая их, и быстрее выносились из области

Юпитера и Сатурна во внутреннюю зону протопланетного диска, что могло приводить к обеднению растущих планетезималей водяным льдом. На поздних стадиях образования Юпитера и Сатурна (5–8 млн. лет) происходило образование их регулярных спутников в околопланетных протоспутниковых субдисках. При этом более эффективно в субдиски должны были захватываться именно более мелкие и летучие ледяные тела (за счет из эффективной абляции и дробления в газе субдиска). Особенно этот эффект важен во внешних областях субдиска, где из-за низкой плотности и температуры газа в субдиске захват силикатных планетезималей был неэффективен. Поэтому вещество внешних регулярных спутников оказалось обогащено водяным льдом по сравнению с крупнейшими телами пояса Койпера (Тритон, Эрис, Плутон-Харон), имеющими более высокую плотность.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 11-05-01137).

Литература

1. Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
2. Кусков О.Л., Дорофеева В.А., Кронрод В.А., Макалкин А.Б. Системы Юпитера и Сатурна: формирование, состав и внутреннее строение крупных спутников. М.: Издательство ЛКИ, 2009. 576 с.
3. Weidenschilling S. // Icarus. 1980. V. 44. P. 172-189.
4. Макалкин А.Б., Зиглина И.Н.//Астрон. вестн. 2004. Т.38. С.330-343.
5. Сафронов В.С. // Астрон. вестн. 1994. Т. 28. № 6. С. 3-9
6. Busarev V.V., Dorofeeva V.A., Makalkin A.B. // Earth, Moon and Planets. 2003. V. 92. P. 345-357.

PROPERTIES OF PRIMITIVE PLANETESIMALS IN THE FORMATION ZONE OF JUPITER AND SATURN AND CONSEQUENCES FOR FORMATION OF THEIR REGULAR SATELLITES

Makalkin A.B.

O.Schmidt Institute of Earth Physics RAS, Moscow, makalkin@ifz.ru

The results of modeling of dust layer evolution in the protoplanetary disk and planetesimal formation are used to estimate masses, radii and times of formation of primitive planetesimals in the formation zone of Jupiter and Saturn. Melting and differentiation of the planetesimals by ^{26}Al heating is argued. The ice-rock fractionation at planetesimal fragmentation can lead to depletion of ice in the solar nebula and ice enrichment in the outer regions of circumplanetary satellite disks.

ТИПОМОРФИЗМ ТИТАНОВЫХ МИНЕРАЛОВ ПРОЯВЛЕНИЯ ИЧЕТЬЮ, СРЕДНИЙ ТИМАН

Макеев А.Б., Борисовский С.Е.

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

Полимиральное золото-алмаз-редкометалльно-редкоземельно-титановое проявление Ичетью (Средний Тиман), залегающее в виде 0,2-1,5 метрового линзовидного пятнисто распространенного конглобрекчиевого горизонта в базальной части среднедевонских кварцевых песчаников пижемской свиты отличается разнообразием минерального состава и нерешенностью вопроса об источнике рудных компонентов. Список минералов проявления насчитывает более 50 видов. Главными из них являются: кварц, минералы титана, циркон, монацит, колумбит, гранаты, хромшпинелиды, турмалин, ставролит, серебристое золото, кривогранные алмазы уральско-бразильского типа [Макеев, Дудар, 2001].

Титановые минералы проявления Ичетью (рутил, псевдорутил, брукит, ильменорутил, ильменит и композитное образование лейкоксен) повторяют список минералов и их типоморфные особенности нижележащего Пижемского титанового месторождения, а также состав тяжелой фракции вышележащих среднедевонских стекольных песчаников. Типоморфизм рутила и его разновидностей может дать материал для установления генезиса рудных толщ и определения источников рудных минералов.

Химический состав и морфологические особенности рутила изучались на волновом микрозонде JXA-8200 в ИГЕМ РАН, определялся макро- и микрокомпонентный состав на 12 элементов (TiO_2 , SiO_2 , SnO_2 , ZrO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , MgO , WO_3 , Nb_2O_5 , Ta_2O_5 , Sb_2O_5) по специальной программе, составленной С.Е. Борисовским. Изображения полированных препаратов зерен титановых минералов (рис. 1) при большом увеличении в режиме обратно рассеянных электронов позволили выяснить их зональность, состав включений, особенности структуры и внутреннего сложения индивидов и их агрегатов. По морфологическим особенностям выделено три типа рутилов, определен их химический состав.

1. Лейкоксеновые агрегаты сложенные новообразованными игольчатыми микрокристаллами рутила (10–20 мкм длиной и 2–4 мкм толщиной), образующие сагенитовую решетку из двойников сросшихся под углом 60° в ассоциации с микрокристаллами кварца.

2. Микропористые окатанные зерна рутила (0,1–1,0 мм), состоящие из сростков новообразованных игольчатых микро кристаллитов (10–20 мкм).

3. Микропористые окатанные индивиды и их обломки (0,1–1,0 мм), состоящие из перекристаллизованных до однородной массивной массы сростков мелких кристаллитов рутила.

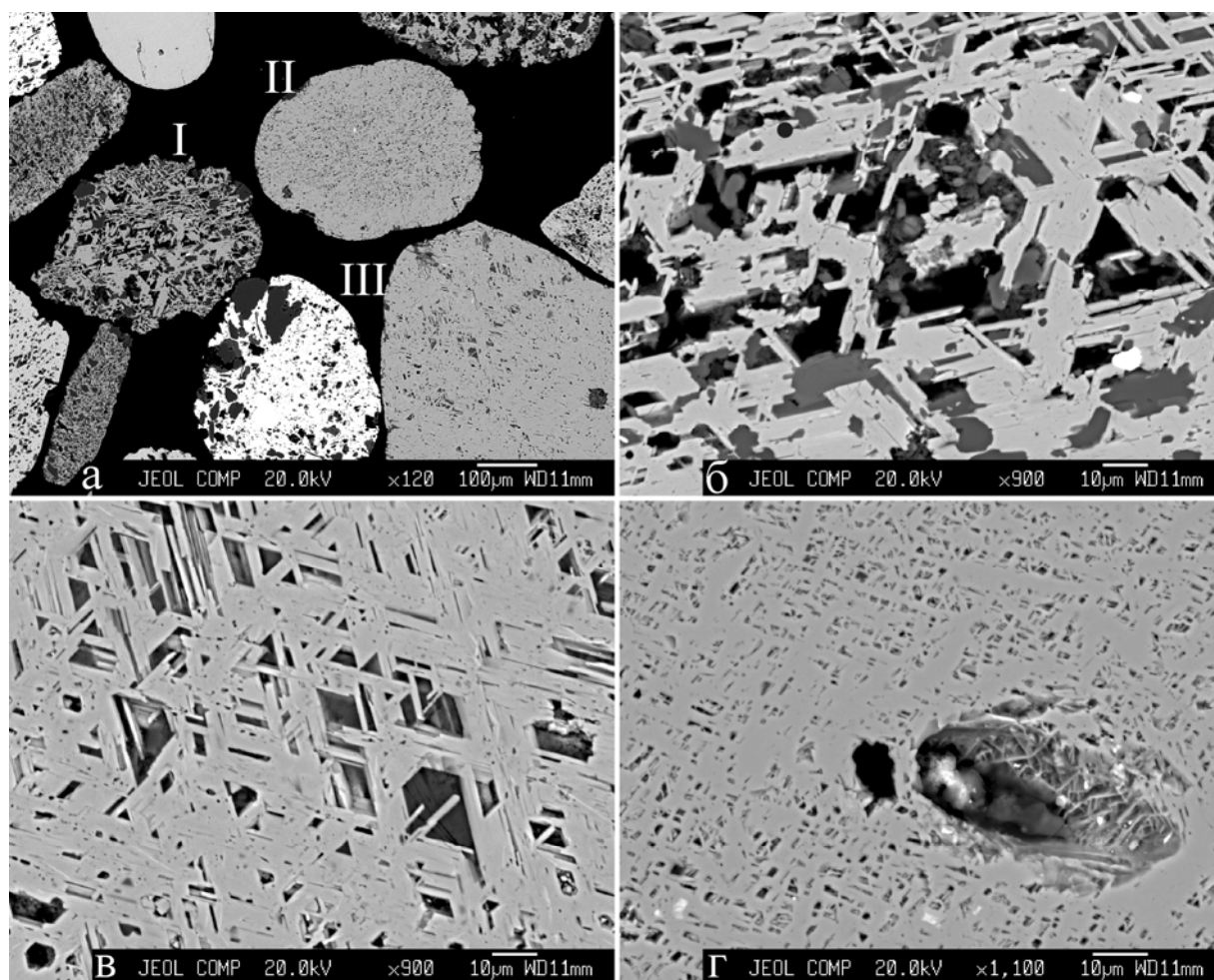


Рис. 1. Электронно-микроскопические изображения трех типов рутилов проявления Ичетью: а – часть полированного препарата тяжелой фракции; б–г – увеличенные изображения центральных частей зерен трех типов рутила (I – б, III – в, II – г).

Рутилы **первого** типа (в лейкоксенах) характеризуются повышенным содержанием диоксида кремния и глинозема, низкими содержаниями оксидов ниобия, хрома и циркония. Рутилы **второго** типа содержат на порядок меньше кремнезема и глинозема, и напротив повышенные содержания оксидов ниобия, тантала, циркония и хрома. Рутилы **третьего** типа похожи по геохимическим особенностям на рутилы второго типа, но содержат максимально высокие концентрации оксидов ниобия и хрома. Все рутилы содержат примесь железа от 0,1 до 2,2%, стерильны по отношению к магнию, сурьме, олову и вольфраму. Лишь отдельные анализы показывают значащие цифры содержаний этих оксидов

незакономерно распределенные в общей выборке. Наиболее информативной при характеристике геохимических особенностей рутилов считается бинарная диаграмма соотношения содержаний ниобия и хрома (рис. 2).

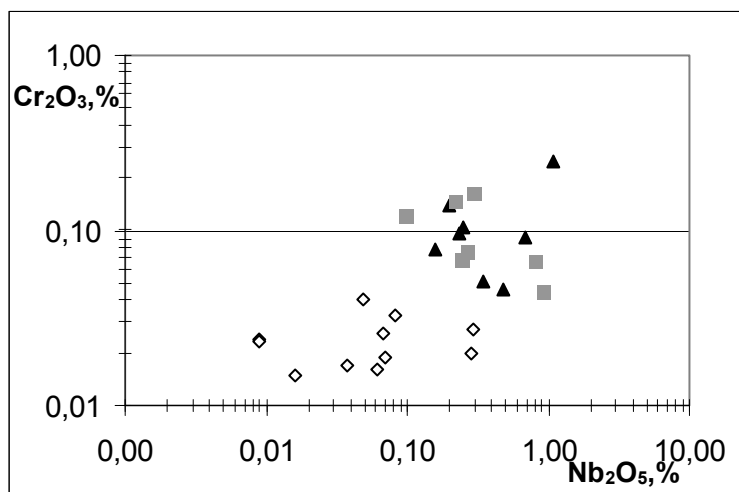


Рис. 2. Диаграмма соотношения Cr_2O_3 и Nb_2O_5 в рутилах трех разновидностей: I – пустые ромбы, II – залитые квадраты, III – залитые треугольники.

Диаграмма выявила принципиальное различие первого типа рутила, слагающего лейкоксенy от собственно индивидов рутила. Лейкоксеновый рутил следует отнести к метапелитовому геохимическому типу, а две другие разновидности с высоким содержанием Cr_2O_3 и Nb_2O_5 к метабазитовому (лампрофировому).

В работе [Watson et al., 2006] предложен вариант Zr – рутилового геотермометра, который был откалиброван по данным исследования природных образцов и результатам экспериментов. Точность геотермометра составляет $\pm 20^\circ\text{C}$ для интервала температур $400\text{--}1000^\circ\text{C}$. Расчеты T_W выполнены в соответствии с предложенным уравнением:

$$T(^{\circ}\text{C}) = ((4470 \pm 120) / ((7,36 \pm 0,10) - \log(\text{Zr}))) - 273,$$

где (Zr) – концентрация Zr (ppm) в рутиле.

Результаты расчетов показывают, что рутилы изученной выборки разделились на две совокупности: среднетемпературную с параметрами кристаллизации или последнего метаморфизма – в $510 \pm 35^\circ\text{C}$ (зеленосланцевая фация) и высокотемпературную – $790 \pm 90^\circ\text{C}$ (гранулитовая фация), причем первая совокупность включает рутилы из лейкоксена, а вторая – два других типа рутилов.

Кроме собственно рутилов большой интерес представляет его высокониобиевая разновидность – ильменорутил, имеющая широкое распространение в тяжелой фракции конглобрекций. В полированных препаратах ильменорутил легко диагностируется по характерной внутренней структуре – зональным и блочным обломочным и слабо окатанным кристаллам (рис. 3). Внутреннее строение кристаллов ильменорутила свидетельствует о сложной

истории их кристаллизации: о периодах спокойной роста и смене концентрации главных компонентов в среде образования, о периодах растворения, дробления и регенерации кристаллов.

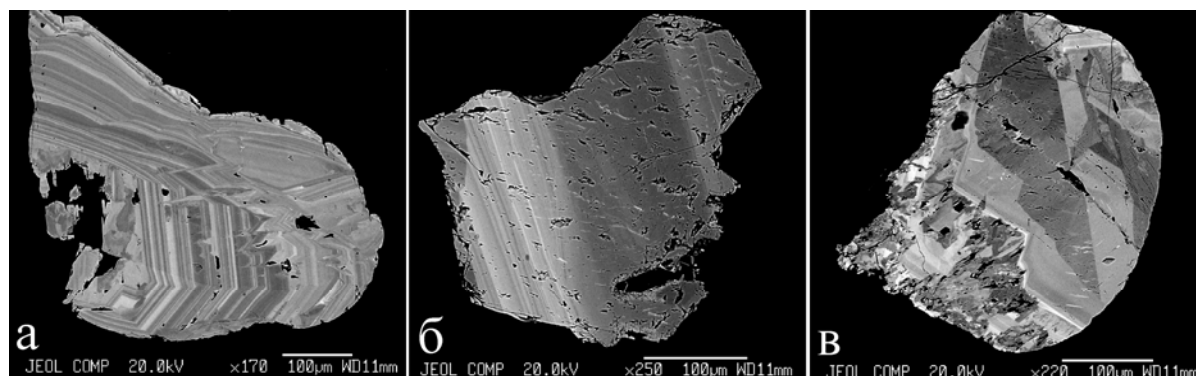


Рис. 3. Электронно-микроскопическое изображение зональных (а, б) и блочного (в) кристаллов ильменорутила. Светлые зоны – участки с повышенной концентрацией ниобия и железа.

Состав ильменорутитов ($n=44$) от зерна к зерну и внутри кристаллов по зонам роста отличается широкими вариациями содержания макро- и микрокомпонентов (%): Nb_2O_5 – 0,35–23,25; WO_3 – 0,00–2,85; Cr_2O_3 – 0,055–3,185; SnO_2 – 0,00–0,417; FeO – 0,155–10,198. Положительно коррелируют Nb, Fe, Cr. Оценка температур кристаллизации ильменорутитов по геотермометру [Watson et al., 2006] дает интервал от 430 до 611°C, с экстремумом при ~550°C.

Все данные свидетельствуют о лампрофировом источнике рутила, а лейкоксен образовался по акцессорному ильмениту.

Литература

1. Макеев А.Б., Дудар В.А. Минералогия алмазов Тимана. СПб: Наука, 2001. 336 с.
2. Watson E.B., Wark D.A. and Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon in rutile. Contrib. Mineral. Petrol. 2006. 151. 413–433.

TYPOMORPHISM TITANIUM MINERALS OF ICHET'U, MIDDLE TIMAN

Makeyev A.B., Borisovskiy S.E.

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

abmakeev@igem.ru, bor@igem.ru

A chemical composition and morphological features of rutile samples were studied with JXA-8200 microprobe for 12 components, the obtained images of polished specimens made possible to ascertain the internal structure of grain, their zonality and inclusions. The data on typomorphism of rutile and its varieties enabled to determine their formational affinity and lamprophyre as a source of ore matter.

ОДНОМЕРНАЯ МОДЕЛЬ ДВИЖЕНИЯ ОРЕОЛА ЗАГРЯЗНЕНИЯ В ВОДОНОСНОМ ГОРИЗОНТЕ ОГРАНИЧЕННОЙ ПРОТЯЖЕННОСТИ

^{1,2}**Мальковский В.И.**

¹ИГЕМ РАН, ²РХТУ им. Д.И.Менделеева

e-mail: malk@igem.ru

Рассмотрим в одномерном приближении движение ореола загрязнений в водоносном горизонте конечной протяженности. Анализ такого процесса представляет интерес, например, для случая, когда содержащий загрязнение пласт расположен между двумя водоемами, а начальные размеры ореола загрязнения сопоставимы с протяженностью пласта. Будем считать, что сорбционные свойства пород пласта по отношению к загрязнителю незначительны, а значение коэффициента распределения загрязнителя между твердой и жидкой фазами близко к нулю. Это ограничение не является существенным, поскольку в одномерном приближении рассматриваемая модель легко распространяется на общий случай. Движение ореола загрязнения определяется уравнением нестационарного конвективно-дисперсионного переноса

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2}; \quad t > 0, -L < x < L, \quad (1)$$

где C – массовая концентрация загрязнителя в подземных водах, t – время, x – координата, u – истинная скорость течения подземных вод, D – коэффициент дисперсии, $2L$ – протяженность пласта.

Введем безразмерные переменные:

$$\xi = \frac{C}{C_0}, \quad X = \frac{x}{x_s}, \quad \tau = \frac{t}{t_s}, \quad U = \frac{ux_s}{D}, \quad \Delta = \frac{L}{x_s},$$

где C_0 – характерное значение C (например, исходное значение C в ореоле загрязнения), x_s , t_s – масштабные значения координаты и времени (например, первоначальные размеры ореола загрязнения и время L/u).

В безразмерных переменных уравнение (1) запишется в виде

$$\frac{\partial \xi}{\partial \tau} + U \frac{\partial \xi}{\partial X} = \frac{\partial^2 \xi}{\partial X^2}, \quad \tau > 0, -\Delta < X < \Delta, \quad (2)$$

Рассмотрим однородные граничные условия

$$X = \pm \Delta, \quad \xi = 0 \quad (3)$$

и начальное условие вида

$$\tau = 0, \quad \xi = \xi_0 = \text{const}. \quad (4)$$

Для решения смешанной задачи воспользуемся процедурой, описанной в (Карслоу, Егер, 1964). Обозначим преобразование Лапласа ξ по τ

$$\Phi(s, X) = L_\tau[\xi](s, X) = \int_0^\infty e^{-s\tau} \xi(\tau, X) d\tau.$$

По правилам соответствия действий с оригиналами и изображениями Φ удовлетворяет уравнению

$$s\Phi - \xi_0 + U\Phi'_X = \Phi''_{XX} \quad (5)$$

и граничным условиям

$$X = \pm\Delta, \quad \Phi = 0. \quad (6)$$

Равенство (5) - обыкновенное дифференциальное уравнение с постоянными коэффициентами. Решение краевой задачи (5)–(6), полученное обычным путем, имеет вид

$$\Phi = \frac{\xi_0}{s \sinh(2\sigma\Delta)} \left[\sinh(2\sigma\Delta) + \sinh(U\Delta/2 - \sigma\Delta) e^{(U/2+\sigma)X} - \sinh(U\Delta/2 + \sigma\Delta) e^{(U/2-\sigma)X} \right],$$

где

$$\sigma = \sqrt{U^2/4 + s}.$$

Чтобы получить ξ , произведем обратное преобразование Лапласа

$$\xi = \frac{1}{2\pi i} \int_{r-i\infty}^{r+i\infty} \Phi(s, X) e^{s\tau} ds,$$

где r - некоторое положительное число.

Из вида функции $\Phi(s, X)$ легко убедиться, что лежащий на действительной оси луч $(-\infty, -U^2/4]$ не является линией разреза функции. $\Phi(s, X)$ имеет простые полюсы в точках

$$s_n = -\frac{U^2}{4} - \left(\frac{\pi n}{2\Delta}\right)^2$$

и устранимые особые точки $s = 0$ и $s = -U^2/4$. Тогда, согласно лемме Жордана

$$\xi = \lim_{k \rightarrow \infty} \frac{1}{2\pi i} \oint_{C_k} \Phi(s, X) e^{s\tau} ds$$

где C_k - контур, состоящий из отрезка прямой $(r - i\infty, r + i\infty)$ и левой дуги окружности с центром в $s = 0$ и радиусом r_k , при этом $\lim_{k \rightarrow \infty} r_k = \infty$ (рис.1).

Контурный интеграл может быть представлен через сумму вычетов в полюсах, содержащихся внутри контура C_k (Лаврентьев, Шабат, 1987)

$$\oint_{C_k} \Phi(s, X) e^{s\tau} ds = 2\pi i \sum_{\substack{s=s_n \\ s_n > -r_k}} \text{Res} \{ \Phi(s, X) e^{s\tau} \}.$$

Отсюда

$$\xi = \sum_{n=1}^{\infty} \text{Res} \{ \Phi(s, X) e^{s\tau} \}$$

Определим значения вычетов

$$\operatorname{Res}_{s=s_n} \left\{ \Phi(s, X) e^{s\tau} \right\} = \frac{(-1)^{n+1} 2\pi n \xi_0}{(\Delta U)^2 + (\pi n)^2} \exp \left\{ -\tau \left[\frac{U^2}{4} + \left(\frac{\pi n}{2\Delta} \right)^2 \right] \right\} \times$$

$$\left\{ e^{U(X+\Delta)/2} \sin \left[\frac{\pi n}{2} \left(1 - \frac{X}{\Delta} \right) \right] + e^{U(X-\Delta)/2} \sin \left[\frac{\pi n}{2} \left(1 + \frac{X}{\Delta} \right) \right] \right\},$$

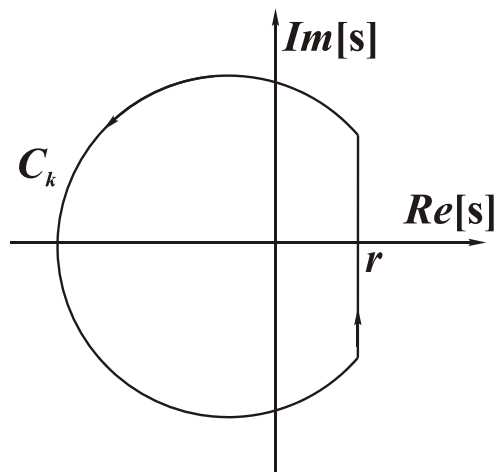


Рис.1 Контур интегрирования C_k в комплексной плоскости s .

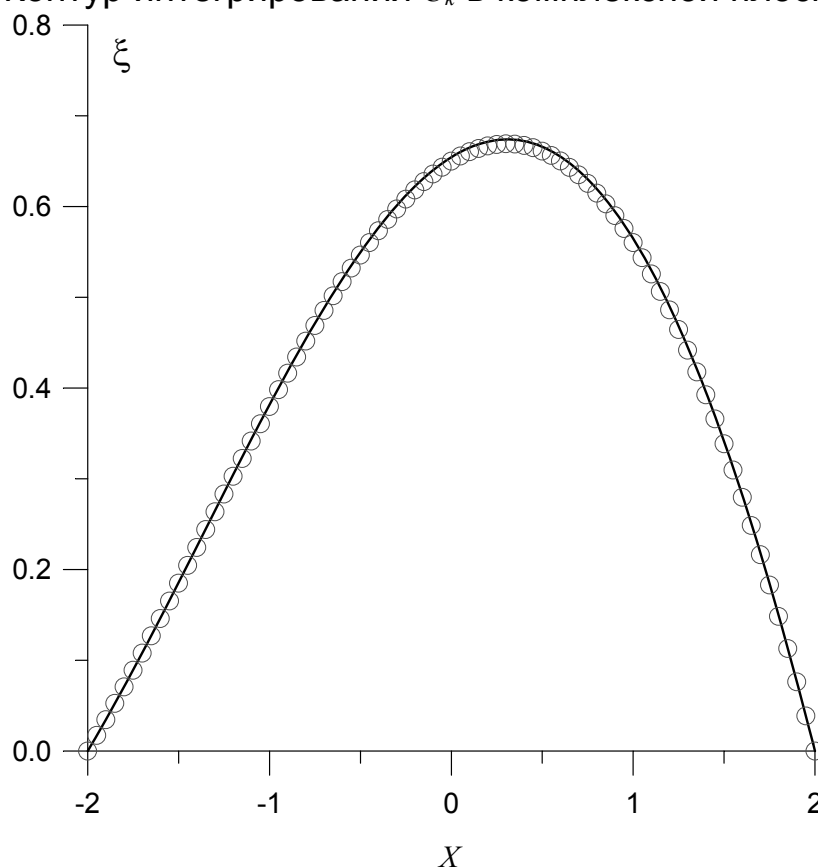


Рис. 2 Сопоставление численного решения тестовой задачи (2), (3), (4) ($U = 0.5$, $\Delta = 2$, расстояние между узлами разностной сетки по $x - 0.05$) с точным решением (7) при $\tau = 1$.
Сплошная линия - точное решение, кружки - численное решение.

Отсюда получим точное аналитическое решение задачи (2), (3), (4)

$$\xi = \frac{\xi_0}{2\Delta^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n+1} \pi n}{\frac{U^2}{4} + \left(\frac{\pi n}{2\Delta}\right)^2} \exp\left\{-\tau \left[\frac{U^2}{4} + \left(\frac{\pi n}{2\Delta}\right)^2\right]\right\} \times$$

$$\left\{ e^{U(X+\Delta)/2} \sin\left[\frac{\pi n}{2} \left(1 - \frac{X}{\Delta}\right)\right] + e^{U(X-\Delta)/2} \sin\left[\frac{\pi n}{2} \left(1 + \frac{X}{\Delta}\right)\right] \right\}. \quad (7)$$

Результаты сопоставления точного решения (6) с результатами численного интегрирования уравнения (2) при граничных и начальных условиях (3), (4) приведены на рис. 2. Подобное сравнение позволяет судить о точности счета программы, разработанной для компьютерного моделирования переноса загрязнения подземными водами в более сложных случаях.

Литература

1. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел / Пер. с англ. М.: Наука, 1964. 487 с.
2. Лаврентьев М.А., Шабат Б.В. Методы теории функций комплексного переменного. 5-е изд. М.: Наука, 1987. 688 с.

ONE-DIMENSIONAL MODEL OF CONTAMINANT PLUME MOVEMENT IN AN AQUIFER OF LIMITED EXTENSION

^{1,2}**Malkovsky V.I.**

¹Institute of Geology of Ore Deposits RAS, ²Mendeleyev University of Chemical Technology of Russia.

Advection-dispersion model of contaminant plume movement in an aquifer of limited extension is considered in 1-D approximation. Analytical solution of the governing equation is obtained with use of Laplace transform. Laplace inversion was carried out on the basis of Jordan lemma with use of residues theory. The final solution was obtained in the form of a functional series. The solution can be used for preliminary prediction of contaminant migration in cases when 1-D approximation is valid and for testing of computer codes developed for modeling in more complicated cases.

ОДНОМЕРНАЯ ОЦЕНКА МИГРАЦИИ РАДИОНУКЛИДОВ ИЗ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ХРАНИЛИЩ РАДИОАКТИВНЫХ МАТЕРИАЛОВ

^{1,2}**Мальковский В.И.**

¹ИГЕМ РАН, ²РХТУ им. Д.И.Менделеева

e-mail: malk@igem.ru

Основным механизмом распространения радиоактивного загрязнения от подземного и приповерхностного хранилища радиоактивных материалов (РМ) является конвективный перенос радионуклидов подземными водами. Поэтому скорость распространения загрязнения существенным образом зависит от скорости течения подземных вод. Вследствие этого для уменьшения латеральной составляющей скорости миграции радионуклидов приповерхностные хранилища РМ рекомендуется размещать в зонах водораздела, где латеральная составляющая скорости течения подземных вод минимальна (The scientific..., 1995). Примером такого хранилища является траншейное захоронение жидких РМ в Окридже (McCarthy et al., 1998). При этом в пласте формируется ореол загрязнения, границу которого приближенно можно полагать плоской. Если линия, вдоль которой расположено захоронение РМ, перпендикулярна скорости регионального течения в приповерхностном водоносном горизонте, задача моделирования миграции радионуклидов становится одномерной, и единственной существенной для массопереноса становится ось координат, направление которой совпадает с направлением скорости регионального течения.

Рассмотрим одномерное параболическое уравнение вида

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + S(t, x); \quad t > 0, -\infty < x < \infty,$$

где C – массовая концентрация радионуклида в подземных водах, t – время, x – пространственная координата, D – коэффициент дисперсии, u – истинная скорость течения подземных вод, S – интенсивность поступления радионуклидов в подземные воды (масса радионуклидов, поступающих в единичную массу подземных вод в единицу времени).

Введем безразмерные переменные:

$$\xi = \frac{C}{C_0}, \quad X = \frac{x}{x_s}, \quad \tau = \frac{t}{t_s}, \quad \sigma = \frac{S}{S_0}, \quad U = \frac{ux_s}{D},$$

где C_0 – характерное значение C (например, исходное значение C в ореоле загрязнения), x_s , t_s – масштабные значения координаты и времени (например, линейный коэффициент дисперсии и время действия источника радионуклидов), S_0 – характерная интенсивность поступления радионуклидов в подземные воды.

$$\frac{\partial \xi}{\partial \tau} + U \frac{\partial \xi}{\partial X} = \frac{\partial^2 \xi}{\partial X^2} + \sigma(\tau, X); \quad \tau > 0, \quad -\infty < X < \infty \quad (1)$$

и начальное условие

$$\tau = 0, \quad \xi = \xi_0(X). \quad (2)$$

Определим фундаментальное решение уравнения (1), т.е. функцию $E(X, \tau)$ такую, что

$$\frac{\partial E}{\partial \tau} + U \frac{\partial E}{\partial X} - \frac{\partial^2 E}{\partial X^2} = \delta(\tau, X),$$

где $\delta(\tau, X)$ - дельта-функция.

Воспользуемся преобразованием Фурье по X . Пусть E - функция ограниченного роста (Владимиров, 1971). Тогда

$$f = F_X[E](\omega, \tau) = \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega X} E(\tau, X) dX.$$

Используя свойства преобразования Фурье, получим

$$f' - i\omega U f + \omega^2 f = \delta(\tau).$$

В этом случае

$$f = H(\tau) f_1,$$

где $H(\tau)$ - функция Хевисайда

$$H(\tau) = \begin{cases} 0, & \tau \leq 0; \\ 1, & \tau > 0, \end{cases}$$

а f_1 удовлетворяет однородному уравнению

$$f_1' + (\omega^2 - i\omega U) f_1 = 0$$

и граничному условию

$$f_1(0) = 1,$$

т. е.

$$f_1 = \exp\{-\tau(\omega^2 - iU\omega)\},$$

и окончательно

$$f = H(\tau) \exp\left\{-\frac{U^2 \tau}{4}\right\} \cdot \exp\left\{-\tau\left(\omega - \frac{iU}{2}\right)^2\right\}.$$

Используя свойство сдвига преобразования Фурье, получим

$$F_X^{-1}\left[\exp\{-\tau(\omega - iU/2)^2\}\right] = \frac{1}{2\sqrt{\pi\tau}} \exp\left\{-\frac{X^2}{4\tau} + \frac{UX}{2}\right\}.$$

Отсюда получим фундаментальное решение

$$E = \frac{H(\tau)}{2\sqrt{\pi\tau}} \exp\left\{-\frac{(X - U\tau)^2}{4\tau}\right\}$$

Тогда решение задачи Коши (1)-(2) запишется в виде

$$\xi = \int_0^\tau \sigma(\vartheta, X) * E(\tau - \vartheta, X) d\vartheta + \xi_0(X) * E(\tau, X) \quad (3)$$

(где операция свертки $*$ осуществляется по пространственной переменной).

Пусть начальное возмущение отсутствует (т. е. $\xi_0 = 0$), а $\sigma(\tau, X)$ имеет вид

$$\sigma(\tau, X) = \delta(X)[H(\tau) - H(\tau - \Delta\tau)]$$

что позволяет моделировать распространение полосы загрязнений с учетом времени принятия мер по изоляции РМ $\Delta\tau$.

Тогда

$$\xi(\tau, X) = \frac{1}{2\sqrt{\pi}} \int_{\max(0, \tau - \Delta\tau)}^{\tau} \frac{1}{\sqrt{g}} \exp\left\{-\frac{(X - Ug)^2}{4g}\right\} dg.$$

Рассмотрим неопределенный интеграл вида

$$I = \int \frac{1}{\sqrt{g}} \exp\left\{-\frac{(X - Ug)^2}{4g}\right\} dg$$

Введем переменную $g_1 = \sqrt{g}$. Используя выражение

$$\int \exp(-a^2 x^2 - b^2 / x^2) dx = \frac{\sqrt{\pi}}{4a} [e^{2ab} \operatorname{erf}(ax + b/x) + e^{-2ab} \operatorname{erf}(ax - b/x)] + \text{const},$$

получим

$$I = \frac{\sqrt{\pi}}{U} \left\{ e^{XU} \operatorname{erf}\left(\frac{X + Ug}{2\sqrt{g}}\right) + \operatorname{erf}\left(\frac{Ug - X}{2\sqrt{g}}\right) \right\} + \text{const}.$$

Отсюда

$$\xi(\tau, X) = \frac{\sqrt{\pi}}{U} \left\{ e^{XU} \operatorname{erf}\left(\frac{X + Ug}{2\sqrt{g}}\right) + \operatorname{erf}\left(\frac{Ug - X}{2\sqrt{g}}\right) \right\} \Bigg|_{g=\max(0, \tau - \Delta\tau)}^{g=\tau}. \quad (4)$$

Выражение (4) определяет движение ореола загрязнения в случае, когда исходное загрязнение отсутствует, но имеется источник радионуклидов, из которого в течение некоторого конечного времени загрязнение с постоянной интенсивностью поступает в подземные воды.

Рассмотрим другой крайний случай, когда источник радионуклидов отсутствует, но имеется исходное загрязнение подземных вод, т.е. $\sigma = 0$ и

$$\xi_0 = \begin{cases} 1, & |X| \leq X_0, \\ 0, & |X| > X_0 \end{cases}.$$

Подставляя данное выражение ξ_0 в формулу (3), получим хорошо известное решение (Науффе, 1955)

$$\xi(\tau, X) = \frac{H(\tau)}{2} \left\{ \operatorname{erf}\left[\frac{X_0 - (X - U\tau)}{2\sqrt{\tau}}\right] + \operatorname{erf}\left[\frac{X_0 + (X - U\tau)}{2\sqrt{\tau}}\right] \right\}.$$

Таким образом, выражение (3) дает возможность рассчитать в общем случае приближенный прогноз распространения радиоактивного загрязнения из хранилищ РМ, расположенных в плоскости пла-

новых координат в виде полосы, перпендикулярной преобладающему направлению регионального течения подземных вод.

Литература

1. Владимиров В.С. Уравнения математической физики. М.: Наука. 1971. 512 с.
2. Hauffe K. Reaktionen in und an festen Stoffen. Berlin: Springer-Verlag, 1955. 696 p.
3. McCarthy J.F., Sanford W.E., Stafford P.L. Lanthanide field tracers demonstrate enhanced transport of transuranic radionuclides by natural organic matter // Environmental Science & Technology. 1998. V.32, № 24. P.3901 – 3906.
4. The scientific and regulatory basis for the geological disposal of radioactive waste / Ed. by Savage D. - Chichester: John Wiley&Sons. 1995. - 437 p.

ONE-DIMENSIONAL ASSESSMENT OF RADIONUCLIDES MIGRATION FROM SUBSURFACE REPOSITORIES OF RADIOACTIVE MATERIALS

^{1,2}**Malkovsky V.I.**

¹Institute of Geology of Ore Deposits RAS, ²Mendeleyev University of Chemical Technology of Russia.

Low and intermediate-level radioactive waste are sometimes disposed in subsurface repositories without reliable engineered barriers as, e.g., in permeable concrete canisters in long trenches at Oak-Ridge site (McCarthy et al., 1998). The repositories at the site are sources of radioactive pollution which can superpose upon previous pollution caused by other reasons. Preliminary assessment of contaminant migration in some cases can be obtained with use of one-dimensional approximation. The governing equation for advection-dispersion model of contaminant transport by groundwater in 1-D approximation was considered. General analytical solution of the equation was obtained for any distributions of contaminant sources and initial concentrations of the contaminant in the modeling domain. The solution can be used for preliminary prediction of contaminant migration in cases when 1-D approximation is valid and for testing of computer codes developed for modeling in more complicated cases.

АНАЛИЗ КОЛЛОИДНЫХ ФОРМ ПЕРЕНОСА УРАНА ПОДЗЕМНЫМИ ВОДАМИ НА СТРЕЛЬЦОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

^{1,2}**Мальковский В.И.**, ^{1,2}**Петров В.А.**, ¹**Мохов А.В.**,

¹**Александрова Е.В.**

¹ИГЕМ РАН, ²РХТУ им. Д.И.Менделеева

e-mail: malk@igem.ru

Создание подземных хранилищ (ПХ) радиоактивных отходов (РАО) является одним из определяющих условий устойчивого развития атомной энергетики (Лаверов и др., 2008). Надежность изоляции размещенных в ПХ радиоактивных материалов от биосферы обеспечивается инженерными и естественными барьерами (Лаверов и др., 1994). В связи с большими периодами полураспада многих описанных радионуклидов, входящих в состав РАО, которые предполагается размещать в ПХ, и деградации со временем инженерных барьеров безопасность размещения РАО в ПХ в значительной мере зависит от надежности геологического барьера, т.е. массива пород, вмещающих ПХ, определяющей характеристикой которой является скорость миграции радионуклидов в подземной среде.

Основным механизмом миграции радионуклидов в подземной среде является их перенос подземными водами по системам связанных трещинных и поровых пустот во вмещающих породах, называемым каналами фильтрации. Радионуклиды в подземных водах переносятся в виде отдельных ионов, комплексов, образованных с другими ионами или молекулами и с коллоидными частицами. Ионы и комплексы представляют собой растворенную компоненту радиоактивного загрязнения подземных вод. Согласно определению ЕУРАС, коллоидными называются частицы с размерами $1 - 10^3$ нм.

Загрязнитель, переносимый подземными водами, может осаждаться (сорбироваться) на стенках каналов фильтрации, а через некоторое время вновь десорбироваться. Вследствие такой задержки за счет сорбции на стенках каналов фильтрации скорость миграции загрязнителя может быть меньше, чем скорость течения подземных вод, которые загрязнитель переносят.

Чем выше сорбционные свойства пород по отношению к радионуклидам, тем больше величина коэффициента задержки, тем выше защитные свойства пород, уменьшающие скорость распространения радиоактивного загрязнения подземной среды. Однако радионуклиды могут содержаться в воде не только в виде растворенной компоненты, но и в виде комплексов и в коллоидных частицах. Сорбционные свойства пород по отношению к некоторым комплексам и содержащим радионуклиды коллоидам (радиоколлоидам)

могут быть существенно ниже, чем по отношению к радионуклидам, содержащимся в подземных водах в виде растворенной компоненты (в ионной форме). Это связано с тем, что в полярных жидкостях (в том числе и в воде) поверхность коллоидных частиц за счет диссоциации молекул жидкости приобретает электрический потенциал. Поскольку коллоидные частицы естественного происхождения могут состоять из того же материала, что и стенки канала, потенциал поверхности частиц и стенок канала может иметь один и тот же знак. При этом возникают кулоновские силы отталкивания между частицами и стенками каналов фильтрации. Вследствие этого коэффициент задержки для радионуклидных комплексов и радиоколлоидов может быть существенно выше, чем для радионуклидов в ионной форме. К такому выводу пришли различные группы исследователей при сравнении данных радиационного мониторинга на загрязненных участках с результатами математического моделирования миграции радионуклидов, полученными в предположении, что радионуклиды переносятся подземными водами только в ионной форме (Penrose et al., 1990; McCarthy, 1998; Zachara et al., 2002; Smith et al., 2003).

В связи с этим исследование коллоидного переноса радионуклидов подземными водами имеет большое значение для анализа миграции радионуклидов в подземной среде и оценки безопасности подземных хранилищ радиоактивных отходов (ПХРАО).

Согласно некоторым проектам, в ПХ могут размещаться не только РАО, но и облученное ядерное топливо (ОЯТ). Основным компонентом ОЯТ является двуокись урана. Поэтому в качестве естественного аналога ПХ иногда рассматриваются урановые месторождения. Это позволяет осуществлять натурные наблюдения миграции урана при наличии его подземного источника с целью использования полученных данных для более обоснованного анализа безопасности ПХ РАО и ОЯТ.

Исследования форм переноса урана и тория подземными водами в районе урановых месторождений показали, что 1.5 – 450 нм частицы с размерами содержат 5-30% U и до 98% Th (Mickleley et al., 1992).

Для анализа коллоидной формы переноса урана проводился отбор подземных вод в рудной зоне Стрельцовского месторождения (на глубине $\cong$ 650 м от дневной поверхности). Отобранная проба фильтровалась последовательно через мембраны с убывающим диаметром пор (450, 200, 100, 25 нм). После каждой фильтрации методом лазерного люминесцентного анализа определялось содержание урана в фильтрате. Полученные данные приведены в Таблице 1.

Таблица 1

Массовое содержание урана в фильтрате

Диаметр пор мембраны, нм	450	200	100	25
Массовое содержание урана, г/л	9.85×10^{-4}	3.15×10^{-4}	3.48×10^{-4}	4.70×10^{-4}

С учетом возможных погрешностей при проведении фильтрации и измерений можно отметить существенное снижение содержания урана в пробе при уменьшении пор мембраны. Это показывает, что значительная часть урана в подземных водах в рудной зоне содержится в коллоидной форме.

Состав коллоидных частиц из пробы подземных вод исследовался с помощью ПЭМ с энергодисперсионной приставкой (рис.1).

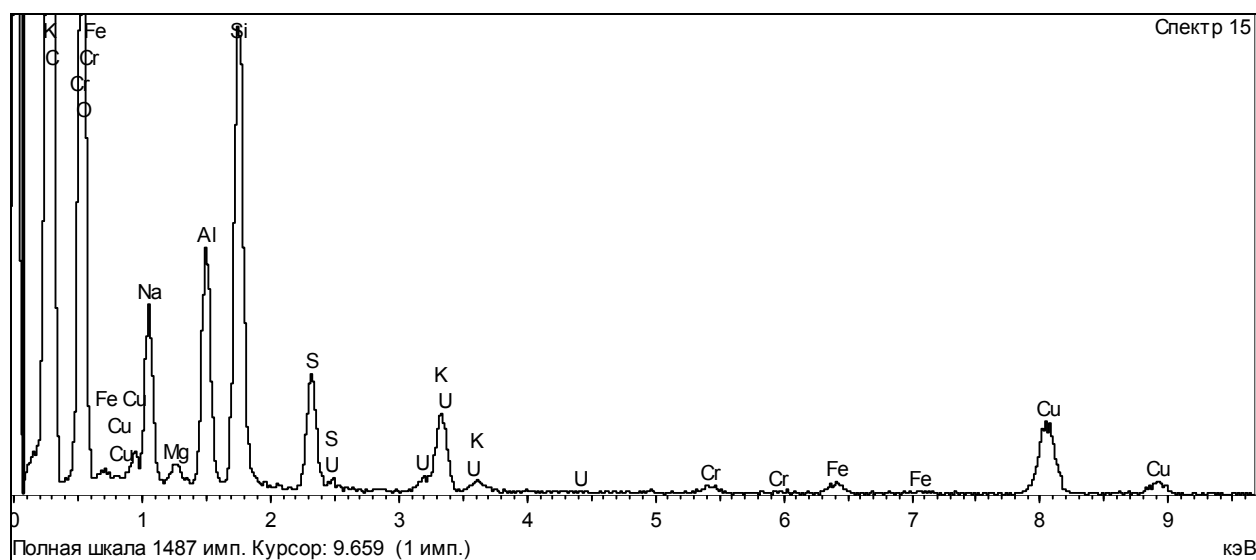


Рис. 1. Пример энергетического спектра, полученного при исследовании коллоидных частиц с помощью ПЭМ (пики, соответствующие Cu, относятся к сетке, фиксирующей частицы)

Количественный анализ показал наличие в составе частиц U с массовым содержанием до 3.3%.

Рассматривая месторождение как природный аналог ПХ РАО, на основании натурных наблюдений можно сделать вывод о существенной роли коллоидной формы в процессе переноса урана подземными водами. Это необходимо учитывать как в геоэкологических расчетах при оценке безопасности ПХ, так и в радиогеологических исследованиях, в которых следует принимать во внимание не только аккумуляющую, но и транспортную роль коллоидной формы при формировании урановых месторождений.

Литература

1. Лаверов Н.П. и др. Геоэкологические аспекты проблемы захоронения радиоактивных отходов // Геоэкология, 1994, №6. С.3–20.

2. Лаверов Н.П. и др. Изоляция отработавших ядерных материалов: геолого-геохимические основы. М.: ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН. 2008. 280 с.
3. McCarthy J.F. et al. Mobilization of transuranic radionuclides from disposal trenches by natural organic matter // Journal of Contaminant Hydrology. 1998. V.30, № 1. P.49–77.
4. Miekeley N. et al. Chemical and physical characterization of suspended particles and colloids in waters from Osamu Utsumi mine and Morro de Ferro analogue study sites // Journal of Geochemical Exploration. 1992. V.45, N1-3. P.409–437
5. Penrose W.R. et al. Mobility of plutonium and americium through a shallow aquifer in a semiarid region // Environmental Science & Technology. 1990. V. 24, № 2. – P.228-234.
6. Smith D.K. et al. An inventory of long-lived radionuclides residual from underground nuclear testing at the Nevada test site, 1951-1992 // Journal of Environmental Radioactivity. 2003. V.67, № 1. – P.35-51.
7. Zachara J.M. et al. Sorption of Cs^+ to micaceous subsurface sediments from the Hanford site, U.S.A. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002. V.66, № 2. – P. 193-211.

STUDY OF COLLOIDAL FORMS OF URANIUM TRANSPORT BY GROUNDWATER AT THE ORE DEPOSIT STRELTSOVSKOYE

^{1,2}**Malkovsky V.I.**, ^{1,2}**Petrov V.A.**, ¹**Mokhov A.V.**, ¹**Alexandrova E.V.**

¹Institute of Geology of Ore Deposits RAS, ²Mendeleyev University of Chemical Technology of Russia.

Colloid-facilitated transport of uranium by groundwater at the ore deposit Streltsovskoye is considered. The selected ore deposit was considered as a natural analogue of an underground repository of radioactive waste (RW) and spent nuclear fuel for a large-scale study of radionuclides escape from an underground source. Groundwater was sampled within the mineralization zone. The groundwater samples were filtered sequentially through membranes with decreasing pore sizes. Concentration of uranium in the water was determined after each filtration. Decrease of the uranium concentration in the water with filtration showed that the groundwater contains substantial amount of uranium in colloidal form. This result was confirmed by studies of the colloid particles from the groundwater sample by transmission electron microscopy with energy dispersion analysis. The conclusion was made that transport of uranium in the colloidal form should be taken into account in safety assessments of underground repositories of RW and in studies of uranium ore deposits formation.

МАКРОТРЕЩИНОВАТОСТЬ ГРАНИТОИДОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АНТЕЙ И ЕЕ СВЯЗЬ С УПРУГИМИ ПАРАМЕТРАМИ ПОРОД

Минаев В.А., Петров В.А., Полуэктов В.В.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, minaev2403@mail.ru

Изучение макротрещиноватости пород в сочетании с исследованием их упругих свойств необходимо для комплексной оценки перспектив месторождений полезных ископаемых [Бурмистров и др., 2009]. С целью получения данных для такой оценки проведено изучение глубоких горизонтов месторождения Антей – одного из крупнейших урановых объектов, который расположен в гранитоидном основании Стрельцовой кальдеры (ЮВ Забайкалье).

Месторождение Антей представлено штокверково-жильными крутопадающими рудными телами, приуроченными к ветвям Центральной зоны разломов меридионального простирания с широкой (до нескольких десятков метров) зоной динамического влияния [Лавров и др., 2008]. Исследования проводились на горизонтах (гор.) 9, 10, 11, 12, 13 месторождения, которые расположены на глубинах ~550, 610, 670, 730 и 790 м от поверхности соответственно.

Методика работ заключалась в следующем. Изучались фондовые материалы, представленные планами горизонтов масштаба 1:500 и журналами геологической документации с вынесенными на них данными по макротрещиноватости пород. На доступных для изучения участках горных выработок проведена заверка морфогенетических параметров трещиноватости. Фиксировались азимуты простирания и углы падения трещин, а также их минеральное выполнение. По этим данным с использованием компьютерной программы Stereo 32 (разработка K. Roeller, Ruhr-University Bochum) строились стереограммы трещиноватости пород: эквивалентная площадная проекция на нижнюю полусферу.

Было произведено погоризонтное сравнение полученных стереограмм по характеру минерального выполнения макротрещин. В результате, было выявлено несколько закономерностей.

При сравнении стереограмм общей трещиноватости, т.е. без учёта минерального выполнения, можно заметить постепенную переориентировку систем с глубиной. Если на 9 гор. фиксируется основная ВЮВ-ЗСЗ система трещин (аз. пр. 112) и ЮВ-СЗ (аз. пр. 124), то на 10 гор. ВЮВ-ЗСЗ меняет ориентировку и становится СВ-ЮЗ (аз. пр. 58), система ЮВ-СЗ становится ЮЮВ-ССЗ (аз. пр. 156). К 11 гор. устанавливается уже единственная ССВ-ЮЮЗ система (аз. пр. 24), сохраняющаяся на более глубоких 12 и 13 гор. (аз. пр. 25 и 26 соответственно).

Сравнение стереограмм трещин, выполненных кварцем, показывает, что если на 9 гор. основная система макротрещин имеющая

ССВ-ЮЮЗ ориентировку (аз. пр. 28) и две более мелких – ВЮВ-ЗСЗ (аз. пр. 110) и ЮЮВ-ССЗ (аз. пр. 160), то на 10 гор. основная система переориентируется на СВ-ЮЗ (аз. пр. 50), две других сливаются в одну ЮВ-СЗ (аз. пр. 148). К 11 гор. остаётся единственная ССВ-ЮЮЗ система (аз. пр. 34), которая также сохраняется на 12 и 13 гор. (аз. пр. 28 и 30 соответственно).

Рассматривая зоны дробления на различных горизонтах, можно также увидеть переориентировку с увеличением глубины основной системы с ВЮВ-ЗСЗ (9 гор. – аз. пр. 113) на ССВ-ЮЮЗ (10 гор. – аз. пр. 14, 11 гор. – 18, 12 гор. – 17, 13 гор. – 30).

Сравнение стереограмм трещин с зеркалами скольжения дало следующие результаты. На 10 гор. фиксируется ЮВ-СЗ (аз. пр. 156) и СВ-ЮЗ (аз. пр. 67) системы. На 11 гор. СВ-ЮЗ система разбивается на две (аз. пр. 68 и 34). На 12 гор. системы СВ-ЮЗ направления снова объединяются в одну (аз. пр. 32) и единственную систему трещин с зеркалами скольжения на горизонте. На 13 гор. ЮВ-СЗ система снова разбивается на две, но основной здесь становится ВЮВ-ЗСЗ система (аз. пр. 103), которая отсутствовала на менее глубоком 12 горизонте.

В случае с карбонатным выполнением макротрещин на всех горизонтах, вне зависимости от глубины, ориентировка основной системы трещин остаётся неизменной ССВ-ЮЮЗ (аз. пр. с 9 по 13 гор. варьирует от 18 до 26).

При рассмотрении макротрещин, выполненных хлоритом на 10 гор. можно наблюдать две основных системы трещин – ЮЮВ-ССЗ (аз. пр. 172) и СВ-ЮЗ (аз. пр. 45). На 12 гор. ЮЮВ-ССЗ система практически сохраняет ориентировку (аз. пр. 164), СВ-ЮЗ переориентируется на ССВ-ЮЮЗ (аз. пр. 28). К 13 гор. остаётся только одна из систем – ССВ-ЮЮЗ (аз. пр. 22).

Изложенное позволяет сделать вывод, что только макротрещины, выполненные карбонатом, сохраняют свою ориентировку на всех горизонтах (с 9 по 13), т.е. вне зависимости от глубины. Это свидетельствует о том, что данные трещины образовались в ходе единовременного процесса.

Во всех остальных случаях (общая трещиноватость, без учёта минерального выполнения, кварцевое выполнение трещин, хлоритное выполнение, зеркала скольжения, зоны дробления) имеет место переориентировка систем трещин. Это указывает на многофазность процесса трещинообразования, который сопровождался переориентировкой осей напряжений.

Среди упругих параметров изучались скорости продольных (V_P) и сдвиговых (V_S) волн в сухом и водонасыщенном состоянии пород. Ориентированные образцы представляли собой кубы с гранью не менее 50 мм. Использовался комплекс аппаратуры, состоящий из генератора-приемника ультразвуковых сигналов «Panametric

PR5072» (США) и пары излучателей P - и S -волн «Panametrix» с собственной частотой колебаний 1 МГц. Получаемые волновые картины оцифровывались с помощью осциллоскопа «TiePie508» (Нидерланды). В качестве контактной смазки применялся гель полисахаридов. Скорости волн измерялись в сухом состоянии после просушивания при температуре 70°C в течение 4 ч и в водонасыщенном после постепенного погружения в воду в течение 7 сут. Практика показывает, что такой способ приводит к полному насыщению образцов низкопористых пород в отличие от «принудительного» водонасыщения в вакууме. Погрешность определения V_P и V_S после калибровки на эталонных образцах кварца и стали не превышала 1%.

По результатам прозвучивания образцов в сухом и водонасыщенном состояниях строились графики V_P и V_S в трех ортогональных направлениях, а также эллипсовидные диаграммы распределения скоростей волн для каждой грани. Они позволяют визуализировать анизотропию V_P и V_S в обоих состояниях породы. В работе [Петров и др., 2009] показано, что при равномерном распределении в объеме образца агрегатов минералов или микротрещин скорости волн увеличиваются во всех направлениях и анизотропия упругих свойств не проявляется. Увеличение же V_P и V_S в определенном направлении при водонасыщении (выраженная анизотропия) обусловлено вытянутостью минеральных агрегатов, линейностью открытых межзерновых границ и/или наличием ориентированной системы открытых (водопроводящих) трещин. Такая директивность возникает вследствие проявления напряжений (природных или техногенных), превосходящих «долговременную» прочность породы и приводящих к ее упруго-хрупким или упруго-пластичным деформациям. В противоположность этому, макротрещиноватость формируется при тектоническом воздействии, и лишь некоторая часть трещин может быть отнесена к техногенному типу. Эти трещины, формирующие тонкоплитчатую отдельность, приурочены к жилообразным телам палеозойских калишпатитов и альбититов, которые расположены ортогонально к рудовмещающим разломам, секутся ими и сопровождающими разломы гидрослюдизитами [Минаев и др., 2011].

Сравнительный анализ полученных данных показывает полное совпадение ориентировки систем макротрещин и направлений увеличения скоростей продольных и сдвиговых волн в горизонтальной плоскости ориентированных образцов (плоскость OXY) при водонасыщении. Это свидетельствует о тектонической природе формирования макро- и макротрещиноватости вмещающих пород. Наряду с этим, для жилообразных тел калишпатитов и альбититов характерна ярко выраженная директивность скоростей продольных и сдвиговых волн. Можно предположить, что в период рудообразования аналогичные системы микротрещин формировали взаимосвязанные тре-

щинно-поровые каналы, обеспечивающие директивную проницаемость пород. В результате в узлах пересечения тел калишпатитов и альбититов флюидоподводящими разломами формировались обогащенные рудные столбы. Исходя из этого, оценка перспектив месторождения связана с нахождением и детальным изучением узлов пересечения меридиональных разломных зон с субширотными телами калишпатитов и альбититов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-00504_а) и программы № 2 ОНЗ РАН.

Литература

1. Бурмистров А.А., Старостин В.И., Дергачев А.Л., Петров В.А. Структурно-петрофизический анализ месторождений полезных ископаемых. М.: Изд-во МАКС Пресс, 2009. 408 с.
2. Лаверов Н.П., Петров В.А., Полуэктов В.В. и др. Урановое месторождение Антей – природный аналог хранилища ОЯТ и подземная геодинамическая лаборатория в гранитах // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 387-413
3. Минаев В.А., Петров В.А., Полуэктов В.В., Насимов Р.М. Макротрещиноватость и директивность упругих свойств гранитоидов месторождения Антей / XII межд. конференция "Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле". М.: ГЕОХИ РАН, ИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, ИЭМ РАН, 2011
4. Петров В.А. Полуэктов В.В. Насимов Р.М. и др. Природные и техногенные изменения напряженно-деформированного состояния пород на урановом месторождении в гранитах // Физика Земли. 2009. № 11. С. 86-95

MACROFRACTURING OF THE ANTEI DEPOSIT GRANITOIDS AND ITS RELATIONSHIP WITH ROCKS ELASTIC PARAMETERS

Minaev V.A., Petrov V.A., Poluektov V.V.

Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry (IGEM) RAS, Moscow, minaev2403@mail.ru

Study of rock macrofracturing in combination with tests on anisotropy of the rock elastic properties is utilized for a comprehensive assessment of the Antei uranium deposit (SE Transbaikalia, Russia) resources on deep levels. It is shown that enriched ore columns are concentrated in areas of junction of latitudinal vein-type zones of paleozoic feldspathization and transverse fluidconducting strike-slip faults accompanied by mesozoic low-temperature metasomatic alteration of rocks.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗОН УПЛОТНЕНИЯ В ПЕСЧАНИКАХ МЕТОДАМИ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ В КАМЕРЕ ЦИЛИНДР-ПОРШЕНЬ

¹**Насимов Р.М.,** ²**Патонин А.В.** ²**Ткачев Е.А.**

¹Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва nasimov@ifz.ru

²ГО Борок ИФЗ РАН, п. Борок, Ярославской обл. patonin@borok.yar.ru

³МГУ, Физический факультет, Москва

Высокопористые горные породы в природе являются коллекторами углеводородов. При эксплуатации этих месторождений возникают явления перераспределения напряжений на микроуровне и как следствие возникновение неоднородно напряженного состояния в массиве. При превышении прочности это приводит к макродеформациям пород. Эти явления сопровождаются большими подвижками. Возникает риск техногенных катастрофических явлений, типа «проседания» верхних слоев на значительную величину [Mollema, Antonellini,...1996], сопровождаемые локальными землетрясениями, опасными в относительно спокойных сейсмических областях. Изучению процесса образования локальных зон сжатия (compaction bands) посвящено множество работ, например [Klein и др...2001, Fortin и др...2005]. В них представлены результаты по изучению зон сжатия в высокопористых ($\geq 20\%$) песчаниках Bentheim и Bleurswiller при трехосной деформации в гидростатических условиях (давление до 250 МПа). Учитывая опыт этих и других авторов, в ИФЗ РАН проводятся эксперименты по изучению этих явлений в песчаниках в гидравлической камере при трехосном сжатии. [Насимов и др., 2012]. Конечной целью этих экспериментов было: определение внешних параметров, а именно соотношение величин бокового давления и осевого напряжения при которых деформация сдвига переходит в деформацию одноосного уплотнения с возникновением «зон сжатия» при высоких давлениях, 4-х мерная локация событий акустической эмиссии (АЭ) в координатах X , Y , Z и t .

Так как процесс подготовки и проведения экспериментов в гидростатических камерах – очень сложный и длительный процесс, то нами были проведены следующие эксперименты в камере цилиндр-поршень, в чем и состоит отличие данной работы от предыдущих, нами выполненных. Эксперименты в камере цилиндр-поршень проводятся при краевых условиях, которые предполагают, что боковой подпор пропорционален осевому сжатию. Методика проведения экспериментов и последующих вычислений объемных изменений приведена в [Калинин и. др...1997]. Эта аппаратура отличается простотой снаряжения, компактностью и безопасностью. Таким образом, изучение зон уплотнения была сведена к одномерной задаче. Т.е. мы исключили возможность возникновения зон «ко-

сого» скольжения с возникновением полос сдвига. Это упрощает расчет изменения объема порового пространства в исследуемых песчаниках и локацию событий акустической эмиссии. Образцы песчаников Bentheim и Bleurswiller (по 4 шт. каждого вида), использованные в эксперименте, были изготовлены диаметром близкими к диаметру (20 мм) камеры. Для обеспечения равномерного давления на образец со стороны боковых стенок камеры, образцы были обернуты в индиевую фольгу толщиной 0,1 мм. Камера нагружалась на программно-управляемом прессе ИНОВА (ГО Борок ИФЗ РАН). Скорость деформации в экспериментах составила $8 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$.

Во время экспериментов велась регистрация акустической эмиссии в килогерцовом диапазоне, при этом записывалась: активность (A , имп/с), их общее количество (N). Оценивалась энергия акустической эмиссии в относительных единицах по интегралу квадрата амплитуды волновой формы сигнала полученного с датчика акустической эмиссии. Регистрация потока событий АЭ шла непрерывно, а управление положением поршня прессы корректировалось каждую секунду. Описание аппаратуры нагружения, регистрации сигналов и последующей математической обработки сигналов хорошо освещены в [Смирнов и др. 2010].

Для каждого образца было зарегистрировано от 6 до 30 миллионов акустических событий. Так же во время эксперимента производились периодические измерения скоростей упругих волн в образцах с помощью пьезоэлектрических датчиков-преобразователей, встроенных в наковальни.

По данным, полученным в ходе эксперимента, были построены кривые напряжения-деформации образцов (σ - ε) и рассчитаны скорости продольных упругих волн (V_p) в них на всем интервале нагружения. На рисунке 1 приведены типичные кривые деформации для двух образцов разных песчаников.

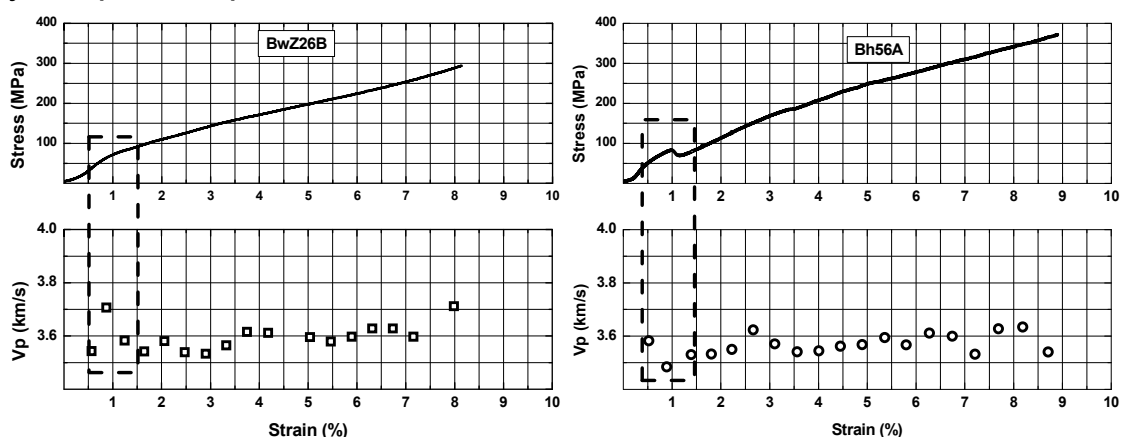


Рис. 1. Диаграммы (σ - ε) и (V_p) для двух образцов песчаников Bleurswiller (BwZ26B) и Bentheim (Bh56A).

Для кривых σ - ε образцов Bentheim характерны перегибы, сочетающиеся с падением напряжения на начальном этапе. На графиках они выделены пунктирными прямоугольниками для обоих экспериментов. А, на кривых σ - ε для образцов Bleurswiller наблюдаются более гладкие участки на начальном этапе, перегибы нерезкие. После достижения определенной величины деформации кривая становится почти линейной у песчаника Bleurswiller в отличие от другого вида песчаника. На кривых V_p - ε наблюдаются выбросы в ту или иную сторону от среднего значения. Из этого следует, что вместе с линейным уплотнением частиц, происходит перестройка внутренней структуры со значительными локальными деформациями.

Для того, чтобы проанализировать вышеописанные особенности кривых напряжения-деформации были рассчитаны производные активности АЭ и энергии событий по деформации.

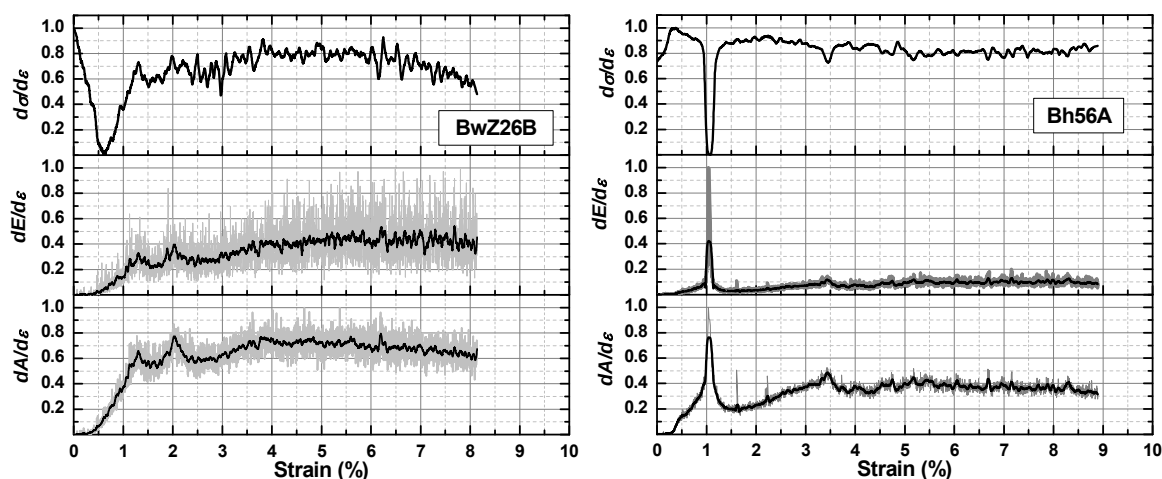


Рис. 2. Нормализованные $d\sigma/d\varepsilon$, производные значений энергии E событий АЭ и активности A для образцов BwZ26B и Bh56A.

На графиках Рис. 2 черными толстыми линиями обозначены сглаженные по методу Савицкого-Голлая мгновенные значения демонстрируемых величин на фоне серых (неусредненных). Усреднение выполнялось в скользящем окне (1800 точек) полиномом третьей степени.

Анализ всех результатов, полученных в этих экспериментах и полученных ранее [Насимов и др...2010] позволяет нам сделать выводы, что такое резкое отличие в проявлениях акустической эмиссии обусловлено различным содержанием слоистых минералов в песчаниках (чешуек мусковита).

Литература

1. Olsson, W.A., Holcomb, D.J. & Rudnicki, J.W. 2002. Compaction localization in porous sandstone: implications for reservoir compaction // Oil & Gas Science and Technology, Revue de l'institut Français du Pétrole 57 (5): 591-599.
2. Klein, E., P. Baud, T. Reuschlë, and T. Wong (2001), Mechanical behavior and failure mode of Bentheim sandstone under triaxial compression // Phys. Chem. Earth, Part A, 26, 33 – 38.
3. J. Fortin , A. Schubnelb, Y. Gue'guen Elastic wave velocities and permeability evolution during compaction of Bleurswiller sandstone. // International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences. Vol.42 (2005) 873–88
4. Насимов Р.М., Патонин А.В., Любушин А.А., Ткачев Е.А. К проблеме выделения зон сдвига и уплотнения при трехосных испытаниях высокопористых пород / Сб. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Материалы конференции. Москва, 2012, стр. 229-231.
5. Калинин В.А., Насимов Р.М. Баяк И.О. Акустическая эмиссия при фазовом переходе в хлористом рубидии // Физика Земли. 1997, № 10, стр. 19-28.
6. Смирнов В.Б., Пономарев А.В. Бернар П., Патонин А.В. Закономерности переходных режимов сейсмического процесса по данным лабораторного и натурного моделирования // Физика Земли, 2010, №2, с. 17-49.

STUDY OF COMPACTION BANDS IN SANDSTONES BY ACOUSTIC EMISSION METHODS IN PISTON-CYLINDER APPARATUS

Nasimov R.M., Patonin A.V. and Tkachev E.A.

Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, nasimov@ifz.ru

Experiments were performed with highly porous sandstones Bentheim and Bleurswiller in piston-cylinder high pressure apparatus. The samples were uniaxially compressed without opportunity of lateral widening. Compression was performed by servo controlled system with deformation rate $8 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Actual force, piston position, signals of acoustic emission (including waveforms) and other data are accumulated in 3 computers. The differences experiments under uniaxial and triaxial compression are discussed.

ПРИМЕНЕНИЕ ПРОГРАММНОГО ПРОДУКТА ROSLAB ДЛЯ ОЦЕНКИ ГЕОМЕХАНИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ МАССИВОВ ПОРОД ЭЛЬКОНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

¹**Никитин А.В.,** ²**Петров В.А.**

¹ЗАО «РУСБУРМАШ», Москва, kondratovo@mail.ru

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), Москва

Месторождения Эльконского урановорудного района (Элькон, Эльконское плато, Курунг, Непроходимый и др.) расположены в Алданском районе республики Саха (Якутия). В строении месторождений участвуют породы архейского кристаллического фундамента, представленные глубоко метаморфизованными и сложно дислоцированными кристаллическими сланцами, гнейсами, ультраметаморфическими и магматическими образованиями. Рудная минерализация представлена комплексными серебро-золото-урановыми образованиями, которые приурочены к крупным линейным структурам преимущественно северо-западного простирания и AR-PR возраста заложения. Образование рудной минерализации связано с этапом мезозойской тектоно-магматической активизации, которая выразилась в формировании близповерхностных малых интрузий и даек сиенитового ряда.

В течение 2009-2011 гг. на описываемой группе месторождений был проведён комплекс геологоразведочных работ, включавший в себя разведочные работы, гидрологические и инженерно-геологические изыскания для проектной документации шахтных стволов. В результате реализации плана инженерно-геологических мероприятий было пройдено более 15 000 п.м. бурения и проведен комплекс работ геологического сопровождения в соответствии с российскими нормативами.

В российской практике инженерно-геологических изысканий основной грунтовой единицей является инженерно-геологический элемент (ИГЭ), под которым понимают некоторый объём грунта (породы) одного и того же происхождения и вида при условии, что значения характеристик грунта (породы) изменяются в пределах элемента случайно, либо наблюдающаяся закономерность такова, что ею можно пренебречь [ГОСТ 20522-96].

В зарубежной практике существует большое количество классификаций устойчивости горных массивов. Одной из распространённых является классификация, предложенная Э.Хуком и Е.Т.Брауном [Hoek, Brown, 1998₁; Hoek et al., 1998₂] – классификация геологического индекса прочности пород (GSI). Под термином геологический индекс прочности пород понимается система критериев для оценки состояния горного массива, наблюдаемых в полевых условиях. К ним относятся: характер блочности породы и характер состояния поверхности трещин. Определение показателя GSI проводится на основе геологических данных, отраженных в таблице на рисунке 1.



Рис. 1. Характеристика геомеханического состояния горных массивов на основе блочности строения и характера изменения (выветрелости) плоскостей трещин

Для автоматизации расчетов физико-механических показателей, применяемых для оценки критерия Хюка-Брауна, используется программа RocLab, созданная компанией Rocscience Inc, Канада.

В программном продукте RocLab используются следующие вводные параметры классификации:

GSI – геологический индекс прочности пород;

σ_{ci} – предел прочности на одноосное сжатие;

m_i – параметр крепости массива пород в зависимости от генезиса (осадочный, магматический, метаморфический) и тектурных характеристик;

D – фактор геомеханической ослабленности породы (аналог категории по буримости);

E_i – модуль деформации неповрежденного массива.

Каждый из упомянутых параметров оценивается при помощи встроенных диаграмм и таблиц, основанных на сравнительной характеристике типов пород, горно-геологических условий их залегания.

ния, деформационных преобразований и т.д. В конечном итоге, программный продукт дает комплексную оценку состояния горного массива, которая включает в себя такие показатели, как критерий прочности пород Хука-Брауна, диапазон разрушения в области влияния неоднородности (разлом, выработка), физико-механические свойства пород (предел прочности на растяжение, предел прочности на одноосное сжатие, модуль деформации и др.).

Помимо получения аналитических данных, программный продукт RocLab позволяет получить графические изображения критерия Хука-Брауна для определения величины нормального напряжения, напряжения на сдвиг, угла внутреннего трения породы и т.д.

Таким образом, применение программного продукта RocLab (Rocscience Inc, Канада.) позволяет решить задачу получения предварительных данных о геомеханическом состоянии горного массива на основе материалов документации керна скважин различного целевого назначения (или обнажений горных пород). Результаты, полученные с помощью программы RocLab, показывают хорошую сходимость с результатами лабораторных физико-механических испытаний образцов горных пород и коррелируют с российской методикой проведения аналогичных работ. Этот фактор играет решающую роль при выполнении горно-геологических работ в контексте зарубежных стандартов и, как следствие, повышает привлекательность российских месторождений для сторонних инвесторов.

Литература

1. ГОСТ 20522-96. Грунты. Методы статистической обработки результатов испытаний // МНТКС, М., 1996.
2. Hoek E., Brown E.T. Practical estimates of rock mass strength // Int. J. Rock Mech. Min. Sci. 1998. N 34. P. 1165–1186.
3. Hoek E., Marinos P., Benissi M. Applicability of the geological strength index (GSI) classification for very weak and sheared rock masses. The case of the Athens Schist Formation // Bull. Eng. Geol. Env. 1998. N 57. P. 151–160.

APPLICATION SOFTWARE ROCLAB ASSESSMENT OF GEOMECHANICAL ROCK MASS ELKON ORE DISTRICT

¹Nikitin A.V., ²Petrov V. A.

¹Close Corporation «RUSBURMASH», Moscow, kondratovo@mail.ru

²Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry (IGEM) RAS, Moscow

Using software RocLab solved many practical problems. Application program enables to obtain preliminary data on the geomechanical state hills on the basis of documentation of borehole cores and open cast mines, results obtained have a good degree of convergence with the data of physical and mechanical testing of rock samples. With products allows for the work of the international standards.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОН ТВЕРДОФАЗНОГО МАССОПЕРЕНОСА

Никитин С.М., Буянова Д.С.

Московский государственный горный университет (МГГУ), Москва,
archont@mail.ru

Петрографический микроструктурный анализ горных пород позволяет заметить, что процессы твердофазного массопереноса внутри трещинных каналов связываются с явлениями аккумуляции мелкодисперсного материала, обладающего повышенной концентрацией полезных микроэлементов.

Структура разрушения приобретает в связи с этим столь же важное генетическое значение для формирования месторождений, как и минералого-геохимические межфазовые взаимодействия.

Разновременные этапы тектоники месторождений, приводящие к возникновению и наложению структурных планов, при разрушении горных масс становятся залогом формирования пространственно-временной иерархии нарушений и дефектов, составляющих в совокупности дефектную фазу, органически вписывающуюся в состав и строение любой горной породы. Её неоднородность можно рассматривать наряду с неоднородностью вещественного состава представляя геоматериал в виде природного композита, сложенного элементами, обладающими разной степенью нарушенности или поврежденности.

Отличной от искусственных композиционных материалов особенностью развития дефектной фазы являются сами условия образования горных пород, находящихся в основном в условиях объемного сжатия. При этом генерация дефектов и повреждений в основном связана с взаимодействием минеральных агрегатов, резко отличающихся своими физико-механическими свойствами, в частности агрегатной прочностью.

Разница эмерджентных качеств агрегатов, представляющих элементы неоднородности горных пород и руд наиболее ярко проявляется в свойствах их поверхности, вызывающих необходимость специальной оценки удельной энергии, требующейся для её формирования при разрушении. Этим целям удовлетворяют известные способы оценки трещиностойкости твердых тел, в некоторой степени адаптированные применительно к горным породам. Особые затруднения в связи с этим вызывает отсутствие способов управления процессами формирования элементов и структуры дефектной фазы, в частности процессами роста трещин.

Результаты исследования направлены на разработку надежных критериев и способов управления, следующих из закономерностей и механизмов эволюции и развития дефектной фазы горных пород, включающих её зарождение при дроблении некоторого объема, перемещение и аккумуляцию с последующим вырождением, т.е. с переходом в стабилизированное состояние после локализации внутри или на границах элементов вещественных фаз. Конечной стадией эволюции при этом считается аннигиляция дефектов при встрече частиц микрообломков-носителей с вещественными образованиями близкого класса симметрии в процессе адгезии или топохимических превращений.

Исследование посвящено экспериментальному анализу процессов развития наиболее ярких элементов дефектной фазы – отдельных трещин и их систем, как проводников твердофазного массопереноса, а также некоторых механизмов их коллективного поведения.

Попутно на основании теории механики разрушения решались вопросы определения баланса энергии разрушения в веществе, моделирования кинетики поврежденности, идентификации типа элементов поврежденности, активных в данном энергетическом диапазоне, механизма активизации этого элемента и формы его движения.

Кроме того ставилась задача определения источника энергии при активизации макроструктуры эффективного иерархического диапазона.

Объектом исследования служили горные породы осадочного, метаморфического и магматического происхождения (известняки, мрамора, железистые кварциты и др.).

Методика предусматривала использование комплекса методов, включающего стандартные определения физико-механических свойств горных пород, ГОСТ 21153.2.3., компрессионные испытания дробленой горой породы при сжатии в замкнутом объеме с использованием пластины свидетеля, а также специальные методы определения трещиностойкости горных пород при циклическом нагружении, выполняемые по схеме двухопорного изгиба балок.

Наблюдение роста трещин при изгибе образцов размером 20x40x150мм выполнялось на испытательных машинах INSTRON-300DX в режиме пропорционального нагружения с возможностью прямого наблюдения процессов роста трещин методами оптической фрактографии.

Стандартные испытания по комплексной методике раскалывания сжатия образцов полуправильной, 20x20x20мм, и правильной, 40x40x40мм, формы выполнялись с целью контроля процесса

эволюции дефектов разных структурных уровней в одноосных напряженно-деформированных состояниях.

Экспериментальные методы определения трещиностойкости, в режиме циклического нагружения, базировались на фундаментальных соотношениях Гриффита и использовании Г-интеграла Черепанова-Эшелби-Райса.

Возможность реконструкции параметров циклического нагружения в применении к крупным структурам реализовалась на основании явлений дискретизации процесса разрушения геоматериала в соответствии с законом Савара-Массона (Портвена - Ле-Шателье), рассматриваемого в качестве проявлений «рор-ин» эффекта в связи с ростом трещин. Параметры цикла нагружения при этом определяются на основании синтеза обобщенных функций прочности, возможного с использованием корреляций скачков роста трещин по деформационно-нагрузочным характеристикам ряда образцов из одной пробы.

Согласно принятому смысловому определению под удельной поверхностной энергией твердого тела подразумевается больший запас потенциальной энергии частиц поверхностного слоя относительно внутреннего вещества, отнесенный к единице площади. Эта величина получена в экспериментах при достаточной жесткости испытательной машины, из анализа площади полной диаграммы деформации на прямом и обратном ходе, включая нисходящую ветвь. При этом известно, что расчётная и экспериментальная удельная поверхностная энергия различаются почти на порядок. Ряд исследователей связывают это явление с образованием дополнительных микро разрушений вблизи устья развивающейся трещины. Влияют также микропластические деформации, превращение части энергии в тепловую, особенно при быстром неустойчивом движении. Кинематика трещин при этом почти не учитывается.

Выполненные исследования при разрушении образцов со свободной боковой поверхностью показывают, что в процессах неуправляемого разрушения именно кинематика разлетающихся частиц-обломков исполняет основную структурообразующую роль.

В случае квазипластического разрушения формируются потоки ламинарного течения раздробленного материала, почти нацело заполняющие раскрывающиеся магистральные трещины. Скорость потоков невысока и образец в результате сохраняет форму и обладает остаточной прочностью.

Существенно хрупкое разрушение приводит к интенсивному разлёту обломков, скорость и форма образующегося при этом пылевого облака целиком определяется особенностями

напряженного состояния образца в момент разрушения. Здесь наблюдаются вихревые формы траекторий частиц, являющиеся отражением реализации при разрушении поворотных мод деформаций образца.

Эксперименты, выполненные при определении трещиностойкости и удельной поверхностной энергии разрушения по схеме трехточечного циклического изгиба призматических образцов обращают внимание на зарегистрированные впервые проявления твердофазного массопереноса, синхронного с ростом трещин. Выбросы материала происходят в виде выстрелов в связи с движением и развитием протяженной зоны предразрушения перед кончиком трещины, причем раскрытие берегов трещины явно запаздывает.

Анализ структуры разрушения и условий локализации частиц в окрестности контакта дробленого зерна пирита с поверхностью пластины свидетеля показали, что следствием поворотных мод деформаций является формирование агрегатов обломков, распределение которых при последующем уплотнении способствует образованию дефектной фазы с пористой структурой. При этом последующей при уплотнении рост магистральных трещин целиком подчиняется распределению вновь образующихся пор.

Выполненные на основе полученной схемы структурообразования оценки энергетического баланса с учетом анализа кратерообразной формы разрушения окрестности газожидких включений в обсидиане по трассам трещин, позволяют рассматривать в качестве основного механизма разрушения фазовый взрыв.

Таким образом, при изучении кинетики трещинообразования выявлен ряд эффектов твердофазного массопереноса внутри трещин, позволяющих рассматривать трещину в качестве генератора микрочастиц, причем источником частиц может являться кончик трещины, тогда как её берега служат проводниками дробленого материала. Установлено также, что агрегация микрочастиц обладает внутренней самоорганизацией, результатом которой является формирование вещества с гетерогенной структурой.

ИЗМЕНЕНИЯ АКУСТО-ЭМИССИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК БАЗАЛЬТОВ ВОСТОЧНОЙ НЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ИСЛАНДИИ ПРИ ТЕПЛОВОМ ВОЗДЕЙСТВИИ

¹Патонин А.В., ¹Виноградов Ю.К., ²Салтыковский А.Я.

¹ГО "Борок" ИФЗ РАН, patonin@borok.yar.ru

²ИФЗ РАН), saltyk_borok@mail.ru

Исследования предыдущих лет, проведенные на образцах габброидов, плагиобазальтов и базальтов, отобранных из различных районов Исландии, проводились на управляемом прессе INOVA в условиях одноосной, программируемой деформации [Патонин, 2010]. Эти работы позволили выявить незначительную зависимость магнитных характеристик материалов от напряженного состояния испытуемого образца. Отсутствие специальной тепловой камеры не позволяло проводить испытания в условиях повышенных температур. Однако именно тепловые изменения петрофизических характеристик представляют наибольший интерес. Для выявления некоторых закономерностей, связанных с тепловым воздействием, установления возможной связи между изменениями магнитных свойств материалов и характером акустической эмиссии в условиях одноосной деформации была разработана и реализована оригинальная методика проведения испытаний. Испытание одного образца проводилось за три идентичных этапа. На первом этапе исследовался исходный образец, не подвергавшийся тепловому воздействию. После первого этапа образец выдерживался в нулевом магнитном поле при температуре 350 °С, что существенно ниже точки Кюри. После второго этапа температура была поднята до 700 °С, что заведомо превысило точку Кюри. Начало каждого этапа сопровождалось контрольными измерениями параметров петли гистерезиса, затем образец помещался на пресс INOVA, где подвергался одноосной программируемой деформации. В ходе нагружения скорость деформации оставалась постоянной в пределах 10^{-6} . Для получения качественной и количественной оценки изменения потока акустической эмиссии нагружение образца проводилось большими ступеньками с интервалом 10 с. и амплитудой 1.22 мкм. При этом ставилась задача не доводить деформацию образца до начала зоны пластичности с тем, чтобы существенно не деформировать его внутреннюю структуру (это примерно 10-20% от предела прочности). Нагружение образца останавливалось после получения акустической информации, достаточной для последующего анализа. В конце этапа проводились повторные, контрольные измерения параметров петли гистерезиса. В общем виде полный цикл исследования одного образца можно представить следующей последовательностью 20°С-М-Д-М-350°С-М-Д-М-700°С-М-Д-М, где М–магнитные измерения, Д– деформационные измерения. Магнитные измерения включали в себя снятие петель гистерезиса.

зиса по полной и остаточной намагниченности в диапазоне магнитного поля ± 0.67 Тл. По петлям гистерезиса рассчитывались гистерезисные параметры I_s , I_{rs} , H_c , H_{cr} , где I_s – намагниченность насыщения, I_{rs} – остаточная намагниченность насыщения, H_c – коэрцитивная сила по остаточной намагниченности. Погрешность измерений составляла 1.5-2%. По нагрузочной кривой проводились расчеты отдельных механических характеристик. Акустические данные, получаемые с датчика, интегрированного в нижнее основание пуансона прессы INOVA, обрабатывались специализированными программами [Патонин, 2004]. Из общего потока выделялись отдельные акустические события, определялась их амплитуда и энергия, фиксировалось время события. На секундном интервале производился подсчет количества зарегистрированных событий. Для нескольких последовательных временных интервалов испытания производилось построение распределений событий по амплитудам. Делались оценки характера спада акустической активности после подачи ступеньки подгрузки.

По предложенной методике были исследованы четыре типа базальтов Восточной неовулканической зоны Исландии. На рис.1 представлен общий вид нагрузочной кривой.

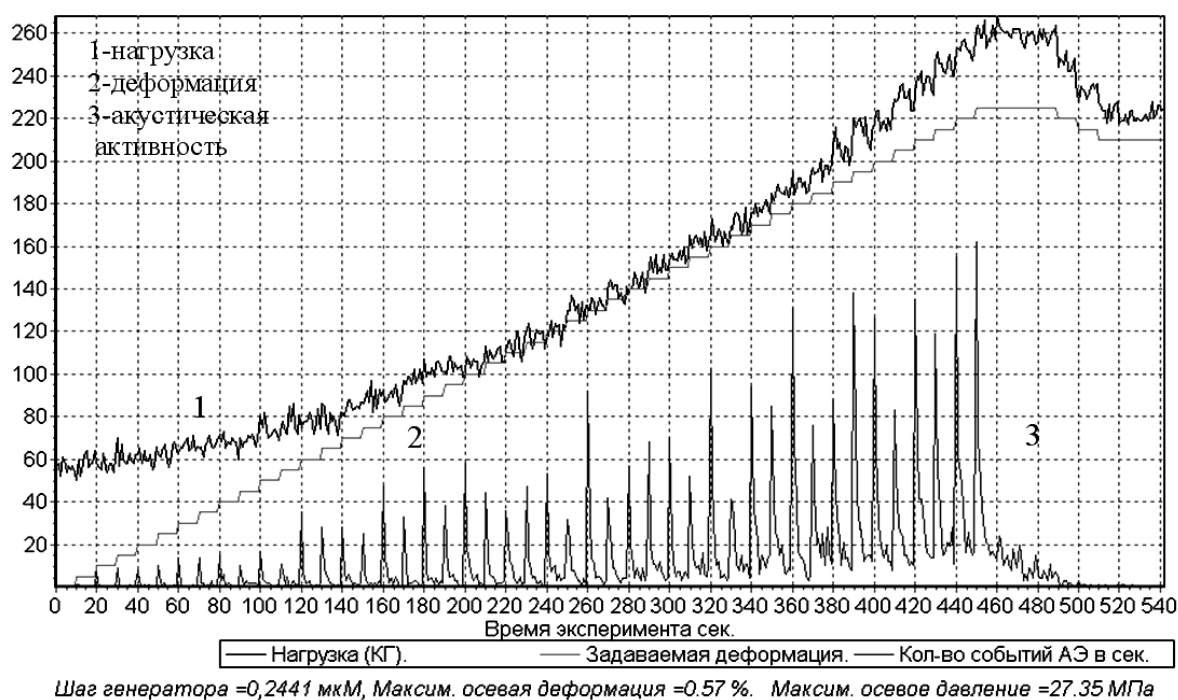


Рис.1. Общий вид нагрузочной кривой с возрастающим потоком отклика акустической активности на ступени подгрузки.

Характер изменения осевой нагрузки во всех испытаниях оставался примерно одинаковым. Активность акустической эмиссии определялась степенью прикладываемых напряжений и по мере увеличения деформации она росла. По этим критериям образцы при различных температурах различались слабо. Результаты механических и акустических измерений сведены в таблицу.

Таблица. Сводные механические и акустические параметры испытаний.

Образец.	T, °C	№1 492-B	№2 888-B	№3 333	№4 310-9/A-86
Достигаемое давление МПа.	20	23.47	29.39	31.02	36.73
	350	34.69	42.45	34.18	31.84
	700	27.96	42.35	34.9	27.35
Достигаемая деформация %.	20	0.75	0.58	0.56	0.49
	350	0.44	0.38	0.62	0.58
	700	0.8	0.5	0.67	0.57
Средний поток событий в секунду.	20	200	130	120	80
	50	40	60	40	60
	700	40	20	50	50
Общее число событий шт.	20	65865	34981	26355	32387
	350	21166	24799	16292	20449
	700	32252	15150	28881	18608
Показатель угла наклона графика повторяемости.	20	1.2	1.5	2	1.9
	350	1.6	1.9	1.5	1.4
	700	1.5	2.0	1.5	1.5

Детальный анализ акустических характеристик показал, что в первую очередь при тепловом воздействии все образцы в 1.5-2 раза уменьшают степень отклика на механическое воздействие. Это объясняется тем, что при нагреве рвутся слабые механические связи, присутствующие в исходном образце. Можно с уверенностью сказать, что акустическая активность непосредственно в момент подачи температуры достаточно высока (по техническим причинам эти измерения не проводились). Переход через точку Кюри не вызывает существенного изменения в интенсивности потока акустических сигналов. При тепловом воздействии значительно изменяется соотношение между слабыми и сильными сигналами. Образцы четко разделяются на две группы. В первой группе (образцы № 1 и № 2) происходит увеличение числа слабых событий по отношению к сильным, а во второй наоборот. Это в первую очередь связано с характерными особенностями внутренней структуры самого образца.

Для получения распределений числа акустических событий от их амплитуды определялась эффективная амплитуда сигналов. Эффективная амплитуда события рассчитывалась как корень квадратный из суммы квадратов 96 точек оцифровки сигнала. При частоте оцифровки 1 МГц интервал такой свертки равен 96 мкс. Для каждого сигнала бралось максимальное значение эффективной амплитуды.

Визуальный анализ графиков распределения числа событий по амплитудам показал, что для первой группы образцов при температуре 20 °C характерно нелинейное распределение (в билогарифмических координатах). Завал происходит как в области малых, так и

больших амплитуд. Скорее всего, образцы имеют выраженную зернистую структуру с определенным преимущественным размером зерен. По мере повышения температуры наблюдается выравнивание графиков. Распределения событий во второй группе более линейны с небольшим завалом в области высоких амплитуд. Можно говорить, что значимого акустического отклика на тепловое воздействие с переходом через точку Кюри и связанные с этим изменения магнитных характеристик не обнаружено. Магнитные параметры при этом переходе изменяются существенно.

Размеры одно- и много- доменных магнитных структур изменяются от нанометров до микрометров. Нижний предел чувствительности нашей акустической регистрирующей аппаратуры также находится в пределах первых микрометров. Это означает, что возможный акустический отклик на тепловое воздействие с переходом через точку Кюри следует искать в области слабых амплитуд акустических сигналов. На данном уровне развития регистрирующей акустической аппаратуры такой анализ не представляется возможным.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 10-05-00716-а.

Литература

1. Патонин А.В. Отраслевой фонд алгоритмов и программ. Авторское свидетельство за № 3695 "Обработка данных INOVA". 2004 г.
2. Патонин А.В. Акустический отклик базальтов при их деформации с наложением модулирующего воздействия / Одиннадцатая международная конференция. Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. Материалы конференции. Москва. 2010 г. 230 с.

CHANGES OF ACOUSTIC EMISSION CHARACTERISTICS OF BASALTS OF ICELAND EAST NEOVOLCANIC ZONE UNDER THERMAL INFLUENCE

¹Patonin A.V., ¹Vinogradov J.K., ²Saltykovskij A.J.

¹Borok Geophysical Observatory of Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences (GO "Borok" IFZ RAS), patonin@borok.yar.ru

²Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, (IFZ RAS), saltyk_borok@mail.ru

Cycles of tests on samples of basalts have been spent on servo-controlled press INOVA. Control measurements of a loop of a hysteresis became. After each cycle compression the sample was exposed to thermal influence (350 and 700 °C) in a neutral magnetic field. Changes of characteristics of the acoustic emission, connected with thermal influence were investigated. Comparison of these characteristics to changes of magnetic properties of a material was spent.

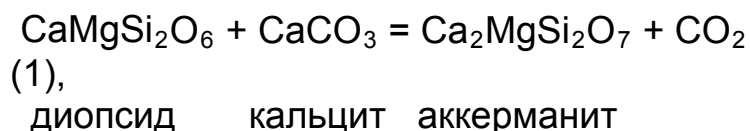
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПЛАВЛЕНИЯ СИЛИКАТНО - КАРБОНАТНЫХ СИСТЕМ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ И ДАВЛЕНИЯХ

Персиков Э.С., Бухтияров П.Г., Некрасов А.Н., Бондаренко Г.В.

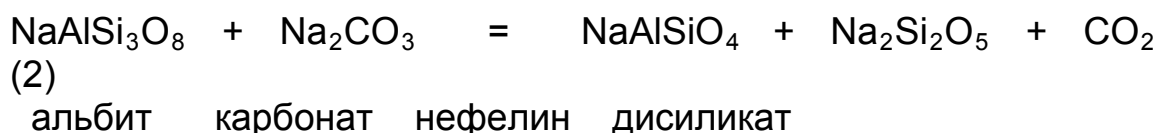
Институт экспериментальной минералогии РАН (ИЭМ РАН),

pavel@iem.ac.ru

Экспериментально установлено, что в карбонатно-силикатных системах, в отличие от водно-силикатных, с ростом температуры и независимо от давления, задолго до температур плавления фаз, проходят твердо-фазовые реакции между карбонатами и силикатами с выделением большого количества CO_2 . В результате составы образовавшихся расплавов не соответствуют составам исходных смесей по их основности, а также по содержанию CO_2 и карбонатной фазы, концентрация которой в расплаве может меняться в очень широких пределах, в зависимости от исходного состава смеси. Парадоксальный факт, но в многочисленных экспериментальных работах по несмесимости (ликвации) силикатно-карбонатных расплавов, особенно применительно к генезису щелочных магматических пород, карбонатитов и кимберлитов, такие реакции практически не рассматриваются, тогда как многие из них достаточно хорошо изучены применительно к высокотемпературному метаморфизму и метасоматизму карбонатных пород, например, реакция:



а также применительно к проблемам стеклообразования, например, реакция:



В этом, по-видимому, заключается причина многолетних дискуссий по проблеме несмесимости силикатно-карбонатных расплавов, когда для одних и тех же систем, например, система альбит - карбонат натрия, утверждается существование широкой области несмесимости [Koster van Gross and Wyllie, 1968; Kjarsgaard et al., 1988; Veksler et al., 1998 и др.], и напротив, их полная смесимость [Анфилов и др., 2001]. Чтобы изучить эту важнейшую особенность

карбонатно-силикатных систем на количественной основе, разработана методика исследования плавления силикатно-карбонатных систем с контролем баланса масс в каждом опыте, и с последующим анализом составов фаз с помощью микрозонда. Впервые разработаны основы методики количественного определения больших концентраций карбонатов в силикатных стеклах (более 1 мас. %) с помощью ИК спектроскопии.

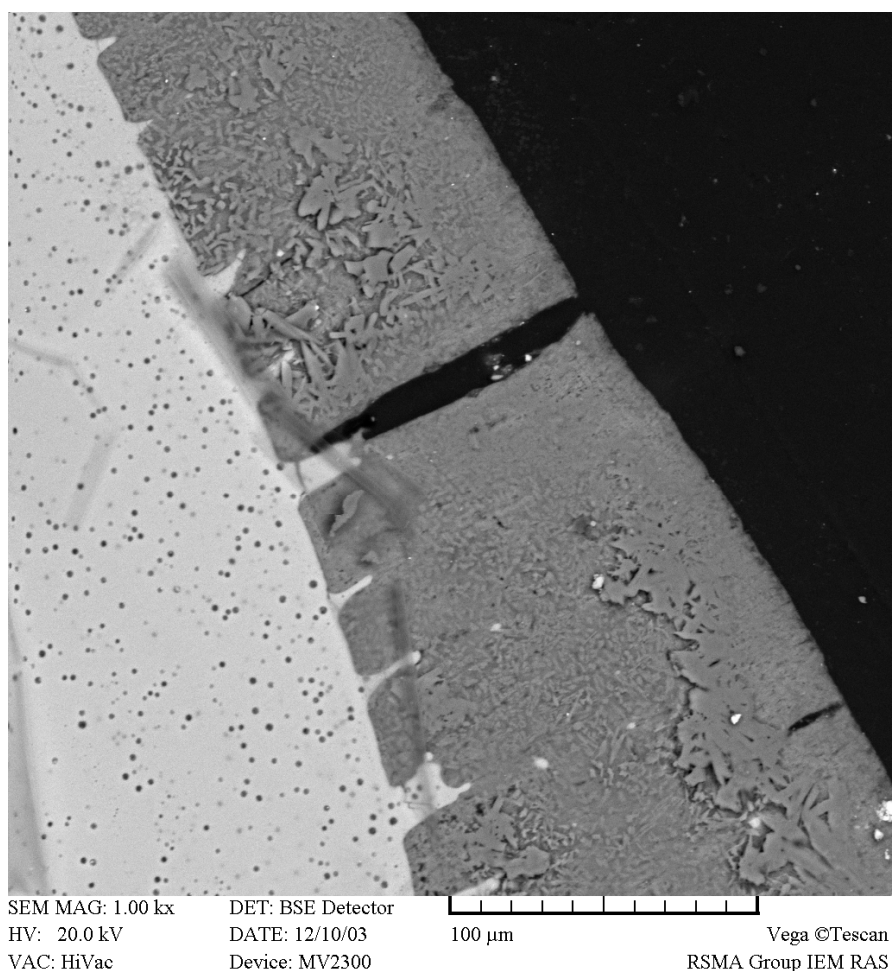


Рис. 1. Ликвация расплавов в системе альбит + карбонат натрия. (Т = 1300°C, давление CO₂ = 1кбар, изобарическая закалка)
На снимке (в отраженных электронах) слева – эвтектический алюмосиликатный расплав (состав нефелин + дисиликат натрия) с пузырьками CO₂, светло-серый цвет; справа - карбонат натрия, темно-серый цвет)

Проведены эксперименты по плавлению силикатно-карбонатных систем (альбит + карбонаты натрия и кальция), в широком диапазоне концентраций карбонатов в системе от 20 до 80 мол. %) при Т = 1100 - 1300°C и давлениях Ar и CO₂ до 100 МПа с контролем

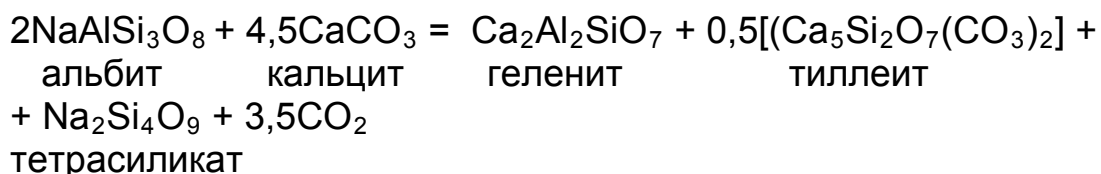
баланса масс в каждом опыте. Химические составы продуктов опытов анализировались на микрозонде, а концентрация различных форм CO_2 , растворенной в силикатных расплавах, определялась с помощью ИК спектроскопии. Гомогенность полученных расплавов (стекол) была доказано оптическими исследованиями и с помощью рентгеновского микроанализатора.

Система альбит + карбонат натрия.

Установлено экспериментально конгруэнтное плавление карбоната натрия в диапазоне температур 1150 - 1300°C и давлениях Ar и CO_2 равном 1кбар. Нами без применения центрифуги впервые строго экспериментально доказана ликвация между эвтектическим алюмосиликатным расплавом состава нефелин + дисиликат натрия и карбонатом натрия при $T = 1300^\circ\text{C}$ и давлениях $\text{CO}_2 = 1\text{кбар}$, при концентрации карбоната натрия в этой системе > 50 мол. % (см. Рис. 1, и реакцию 2). При меньших концентрациях карбоната натрия в системе в субсолидусном интервале температур полностью завершается реакция (2).

Система альбит + кальцит.

В системе альбит + кальцит, напротив, не обнаружено никаких признаков ликвации в очень большом диапазоне концентраций кальцита в исходных смесях (20 -81 мол. %). В этой системе во всех опытах, после изобарической закалки расплавов, получены гомогенные силикатно-карбонатные стекла. На основе результатов анализа баланса масс в опытах, микрозондового анализа закаленных стекол, и первых результатов количественной ИК спектроскопии определения больших концентраций карбонатов в получаемых расплавах (до ≈ 10 мас. %), предварительно установлена следующая субсолидусная реакция в этой системе:



Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-00164)

Литература

1. Анфилов В.Н., Пуртов В.К., Егорова Л.Г. О взаимной растворимости компонентов в расплавах системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - Na_2CO_3 - H_2O (ревизия экспериментальных данных Костера ван Грооса и П.Уайлли) // Геохимия. 2001. №4. С. 449 - 454.
2. Kjarsgaard B.A. and Hamilton D.L. Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites // Mineralogical Magazine. 1988. V. 52. P. 43 -55.
3. Koster van Gross, A.F. & Wyllie, P.J. Liquid immiscibility in the system Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 at pressures to 1 kilobar. // American Journal of Science. 1966. 264. P. 234 - 255.
4. Veksler I.V., Petibon C., Jenner G.A., Dorfman A.M. and Dingwell D.B. Trace Element Partitioning in Immiscible Silicate-Carbonate Liquid Systems: an Initial Experimental Study Using a Centrifuge Autoclave // Journal of Petrology. 1998. V. 39. № 11 & 12. P. 2095 - 2104.

EXPERIMENTAL STUDY OF THE MELTING IN THE SILICATE – CARBONATE SYSTEMS AT HIGH TEMPERATURE AND PRESSURE

Persikov E.S., Bukhtiyarov P.G., Nekrasov A.N., Bondarenko G.V.

Institute of experimental mineralogy RAS (IEM RAS)

pavel@iem.ac.ru

A new methodology to study of the melting of silicate-carbonate system based on the direct mass-balance control for each experimental run has been developed. A full immiscibility in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ + Na_2CO_3 has been established without using of the centrifuge at high temperature and pressure of Ar and CO_2 . In contrary a full absence of the immiscibility at high temperature and pressure of Ar and CO_2 in the system albite + calcite has been established too.

СВЯЗЬ КОНЦЕНТРАЦИЙ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА СО СКОРОСТЬЮ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ: ОБОБЩЕНИЕ ДАННЫХ ТМА

Печерский Д.М.

Институт физики Земли им.О.Ю.Шмидта (ИФЗ), РАН

diamarmp@gmail.com

Введение. Находки самородного железа известны давно, однако наряду с частицами космического происхождения, существует значительное количество частиц земного происхождения. Соответственно, требуется сложный набор аналитических доказательств космической природы частиц железа, обнаруженных в осадках. В результате наших исследований [Мурдмаа и др., 2011; Печерский и др., 2011, 2013; Печерский, Шаронова, 2012] с помощью ТМА выявлены два простых статистических признака космической природы частиц самородного железа в осадках. Подобную информацию другими существующими методами получить невозможно.

Во-первых, бимодальное распределение концентрации частиц с обязательной «нулевой» группой образцов, в которых частицы железа отсутствуют. Такая закономерность определяется ограниченным объемом космической пыли и носит глобальный характер.

Во-вторых, отсутствует корреляция между концентрациями частиц самородного железа и магнитных минералов заведомо земного происхождения, как например, магнетит. Отсутствие такой корреляции свидетельствует в пользу преимущественно космического происхождения частиц самородного железа, а повсеместное распространение позволяет говорить об их связи с космической пылью.

Данный доклад посвящен изучению третьей закономерности – отрицательной корреляции между концентрацией частиц железа и скоростью накопления осадков. Заодно проверена зависимость накопления частиц железа от частоты смен полярности и величины геомагнитного поля.

Термомагнитный анализ (ТМА) проводился в палеомагнитной лаборатории геологического факультета Казанского университета и геомагнитной лаборатории Института физики Земли РАН.

Результаты обобщения (таблица). Для определения скорости осадконакопления в каждом изученном разрезе построены зависимости «мощность отложений - время (возраст) отложений». На графиках выбраны линейные участки, т.е. интервалы с постоянной скоростью осадконакопления. Для тех же интервалов подсчитано число образцов в «нулевой» группе (N_0) и вычислен их вклад

Таблица. регион	разрез	Ma, млн. лет	m, метры	V, см/1000л	N ₀	N	No/N/M.y.%	f(NR)	VDM, 10 ²² Ам ² ,
Копет-даг	Халац Кара-Кала	2,7-16	60-1045м	7,1	18	47	2,77	4,85	8
		62-65	-40 0	1,3	5	15	11,1	1,67	5
		65-84	0-750	3,95	9	24	1,97	0,79	10
		86-89,5	1070-1170	2, 9	4	8	14,3	0,57	4,5
		90-93,5	1170-1190	0,6	1	9	3,2	0	7
		94-99	1200-1850	13	2	36	1,1	0	11
Грузия	Квиринаки	10,2-12	26-286	14,4	25	40	34,7	4,44	4
		14,6-15,9	322-410	6,8	10	17	42,5	3,85	4
	Тетрицкаро	63,8-64,2	0,7-8,8	2,1	9	16	140,5	5	5
		65,5-7,73	9--22	1	10	31	14,4	0,45	5
С.Альпы	Гамс	65,4-65,6	2,13	0,9	11	98	46,7	4,16	5
Мангышлак	Кошак	62,7-69	0,32	0,5	7	20	5,6	1,11	7
С.Кавказ	Аймаки	62-66	0-67	1,7	5	12	10,4	1,5	5
		66-71	0-400	8	4	13	7,7	1	6
		71-83	400-620	1,8	8	32	2,1	0,92	9
		84-87	620-850	7,6	14	38	12,3	0	4
		95-97,4	900-960	2,5	7	23	12,7	0	7
	Басс	62,8-73,9	1135-394	6,7	21	72	2,6	1	7
		74,9-88,7	0-390	2,8	19	48	2,9	0,65	7
	Маджалис	83,5-89,5	0-120	2	13	57	4,3	0,5	5,5
	Дженгутай	84-90	4--93	1,5	5	13	6,4	0,33	5,5
	Гергебиль	99-112,7	123-244	0,9	8	28	2,2	0,31	6
		113-129	244-758	3,2	12	32	6	0,93	10
		93,6-99,6	0-48,7	0,8	7	20	5,8	0	11
Крым	Верхоречье	112-125	1--36	0,3	10	15	5,4	0,56	10
		126-130	42-78	0,7	7	8			
Атлантика	скв.386	21,3-49,5	148-435	1,2	12	41	1,04	2,45	9
		50-55,69	505,3-605,6	1,8	2	9	3,9	2,11	9
		70,5-93,6	673,2-749,2	0,33	2	9	1	0,56	10
		94,9-112	768,1-955,6	1,1	7	21	2	0,33	11
	скв.387	40,4-55,8	146,9-380,3	1,5	7	29	1,6	1,44	9
		93,6-112	489,9-624,3	0,73	6	11	3,9	0,22	11
		130-140	631,6-790,3	1,6	1	15	0,7	2,1	7
	скв.391А	5,3-11,65	146,9-207,8	1	3	8	6	5,1	6
		11,6-16	207,5-419,7	4,9	3	16	4,4	4,62	5,5
		16-22,84	419,7-649,5	3,3	7	25	4,1	3,5	5,5
	скв.391С	99-106	689-899	2,9	7	10	9,6	0	7
		106-125	899-1001,6	0,55	3	10	1,6	0,59	10
		125-137	1002-1124	1	2	32	0,52	2,58	7
		137-144	1125-1243	1,6	12	52	3,1	1,47	6
		144-152	1244-1393	2,1	10	41	3,4	2,64	4
Байкал	скв.BDP-98	7,18-7,6	500-528	6,7	27	33	194,8	7,1	6
		7,65-8,22	531-582	8,95	30	46	114,4	4,4	6
		8,24-8,34	584-597	13	9	12	750	10	6

относительно общего числа измеренных образцов (N) и времени накопления осадков в этом интервале ($N_0/N/M.y.$).

В результате получена общая картина (рис.1): тенденция к росту «нулевой» группы с увеличением скорости осадконакопления. На разброс влияет степень переотложения частиц железа и возможно их земного происхождения.

Это выражается в коэффициенте корреляции между концентрациями частиц железа и магнетита 0,3-0,6 [Печерский и др., 2011, 2013б]. В отличие от главной тенденции, для точек, связанных с переотложением (рис.1, полые кружки), исчезает зависимость величины «нулевой группы» от скорости.

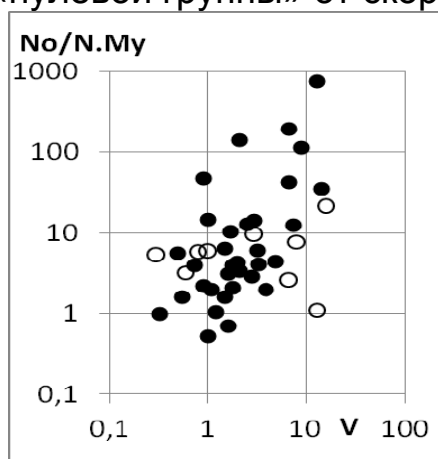


Рис.1.

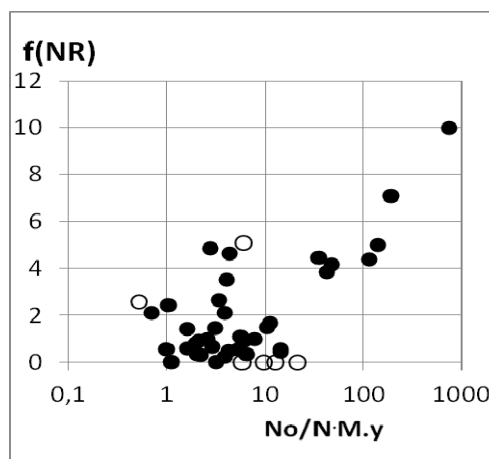


Рис.2.

Наличие заметной тенденции к росту «нулевой» группы с увеличением скорости осадконакопления, однозначно свидетельствует о преобладании в изученных осадках частиц железа космического происхождения.

Рассмотрим возможные связи «нулевой» группы с частотой инверсий и величиной геомагнитного поля. Выявляется **зависимость величины «нулевой» группы от частоты геомагнитных инверсий** – число инверсий за 1 млн. лет (рис.2).

Для выявления зависимости «нулевой» группы от величины геомагнитного поля воспользуемся данными за 200 млн. лет [Щербаков, 2013] (рис.3).

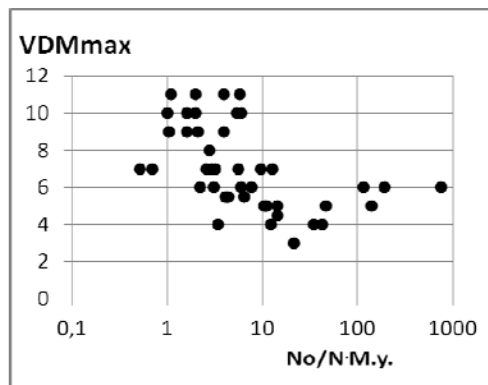


Рис.3

Виден фоновый уровень VDM $4-6 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$, и при возрастании максимального VDM до $7-11 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ существенно падает величина «нулевой» группы до менее 10, т.е. растет концентрация самородного железа. Вполне естественно, что **с ростом интенсивности магнитного поля при прочих равных условиях растет концентрация оседающих из космоса магнитных частиц самородного железа**. Наиболее высокие максимальные значения VDM ($7-11 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$) за последние 200 млн. лет, как правило, относятся к гиперхрону Джалаал прямой полярности. Этот результат объясняет кажущуюся парадоксальной связь величины «нулевой» группы концентрации частиц самородного железа или скорости осадконакопления с частотой геомагнитных инверсий.

Литература

1. 1.Мурдмаа И.О, Печерский Д.М., Нургалиев Д.К., Гильманова Д.М., Слоистов С.М. Частицы железа в глубоководных отложениях СЗ Атлантики // «Геология морей и океанов», материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, том II. М.: ГЕОС, 2011. С.255-259.
2. 2.Печерский Д.М., Д.М.Гильманова, Е.Иванов, М.И.Кузьмин, Г.П.Марков, Д.К.Нургалиев. Самородное железо в осадках озера Байкал (скважина BDP-98): результаты термомагнитного анализа // Геология и геофизика, 2013а.
3. 3.Печерский Д.М., Шаронова З.В. Термомагнитное свидетельство наличия частиц самородного железа в осадках // *Физика Земли*, 2012, №4. С.38-44.
4. 4.Щербаков В.П. Об интенсивности геомагнитного поля в геологическом прошлом // *Физика Земли*, 2013.

RELATIONSHIP BETWEEN CONCENTRATION OF NATIVE IRON AND SEDIMENTATION RATE: SUMMARY OF TMA DATA

Pechersky D.M. O.Yu.Schmidt's Institute of Physics of the Earth (IFZ) RAS diamarmp@gmail.com

The data on the distribution of native iron in the sediments obtained by TMA showed a inverse correlation between iron particles accumulation and sedimentation rate and the frequency of geomagnetic reversals, and the direct dependence of the geomagnetic field. These relationships underscore the prevalence in the studied sediments native iron particles of cosmic origin.

ТЕРМОМАГНИТНЫЙ АНАЛИЗ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА В ОСАДКАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ АТЛАНТИКИ

¹Печерский Д.М., ²Гильманова Д.М., ¹Марков Г.П., ³Мурдмаа И.О.

¹Институт физики Земли РАН (ИФЗ РАН), ²Казанский федеральный университет (КФУ), ³Институт океанологии РАН (ИО РАН)

gpmarkov@yandex.ru

За последние годы накоплен большой объем данных о частицах самородного железа, присутствующих в эпиконтинентальных осадках разных регионов Евразии и возрастов (миоцен, мел, юра и кембрий). Для изучения концентрации и состава частиц самородного железа в осадках применялись термомангнитный анализ до 800°C и микрозондовый анализ [Печерский и др., 2011, Цельмович, 2011]. Основной результат предыдущих исследований сводится к следующему. В эпиконтинентальных осадках часто наблюдаются микрочастицы самородного железа в небольших концентрациях (очень редко превышающих 0.001%). При этом обычно отсутствует корреляция содержаний таких частиц, во-первых, с литологическими особенностями осадков, во-вторых, с содержанием земных железосодержащих минералов (магнетита, гидроокислов железа и др.). Отсутствие такой корреляции свидетельствует о преимущественно космическом происхождении частиц самородного железа, а повсеместное распространение позволяет говорить об их связи с космической пылью. Наблюдаемая иногда положительная корреляция между концентрациями магнитных минералов земного происхождения и самородного железа объясняется, прежде всего, переотложением частиц космического железа, а также возможным присутствием частиц самородного железа земного происхождения.

По составу металлических частиц в осадках выделяются три группы: 1) чистое железо, 2) никелистое железо с преимущественной концентрацией Ni 5-6% (камасит); 3) Fe-Ni сплав, содержащий более 20% Ni вплоть до чистого никеля. Подавляющее большинство частиц относится к первой и второй группам. Они распространены повсеместно, отражая свое закономерное присутствие в космической пыли, тогда как третья группа имеет локальное распространение, и связана, скорее всего, с падением метеоритов.

Частицы металлического железа и никеля, часто в форме шариков, пустотелых шариков, реже в форме чешуек, известны в глубоководных океанических осадках и марганцевых конкрециях [Грачев и др., 2008, Fredriksson, Martin, 1963]. Наряду с частицами самородного железа космического происхождения, в осадках

обнаружено большое количество металлических шариков, связанных с вулканической деятельностью, жизнедеятельностью бактерий и метаморфизмом [Лукин, 2006, Новгорова, 1994].

Настоящая работа посвящена дальнейшему изучению металлических частиц в океанских осадках. Цель работы - выяснить особенности их распространения и состава в океанских осадках.

Образцы осадков отобраны участником рейсов 43 и 44 бурового судна «Гломар Челленджер» И.О.Мурдмаа [Мурдмаа и др., 1979] из кернов четырех скважин DSDP (386, 387, 391A,C), пробуренных в 1975 г. в северо-западной части Атлантического океана. Литолого-стратиграфическое описание колонок скважин приводится в [Benson et al., 1978].

В результате терромагнитных исследований донных отложений северо-западной Атлантики различного возраста (от поздней юры до миоцена) выявлены следующие основные закономерности.

1. Бимодальное распределение количества образцов по содержанию в них самородного железа с обязательной группой, не содержащей частиц железа (рис.1). Такое распределение определяется ограниченным объемом космической пыли, оседающей на поверхность Земли.

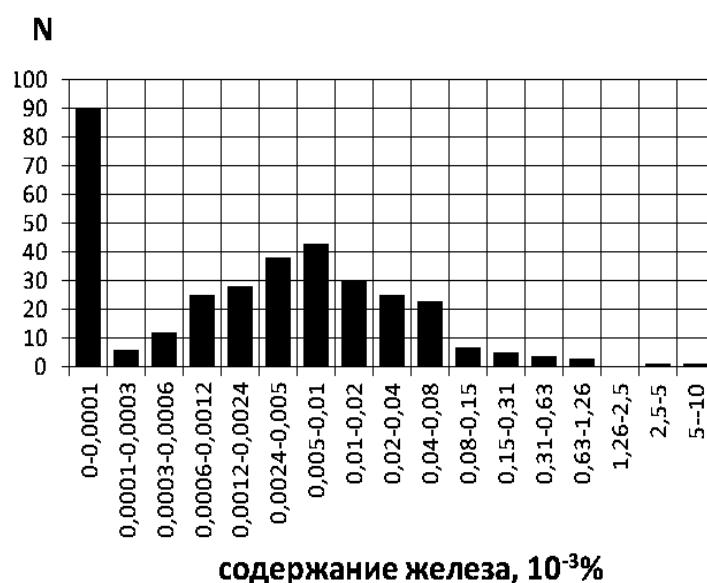


Рис. 1. Распределение исследованных образцов осадков СЗ Атлантики по содержанию в них железа

2. Бимодальное распределение числа образцов по содержанию никеля в частицах железа. При этом среднее содержание никеля в самородном железе практически постоянное (4-6%). Такое распределение имеет глобальный характер и есть свойство частиц космического происхождения (рис. 2). Оно определяется единством

состава источника самородного железа в космической пыли и в железных метеоритах. Следовательно, частицы самородного железа в космической пыли и железные метеориты представляют собой продукты дробления единого родительского тела – планеты (или нескольких планет), размеры же их просто отражают степень дробления материала родительского тела.

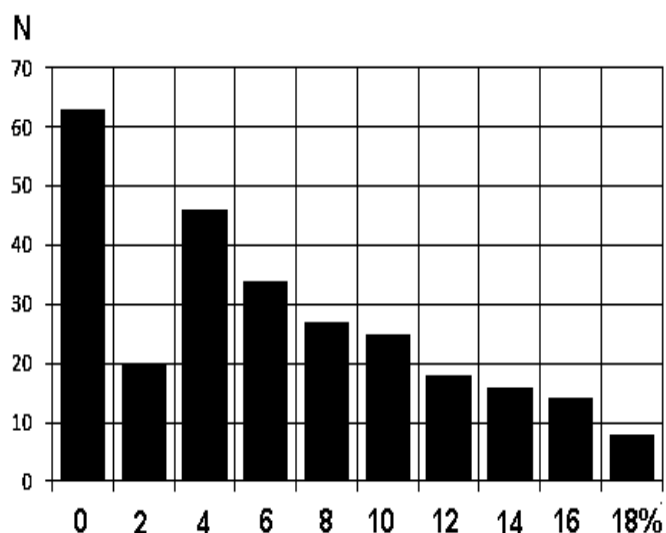


Рис. 2. Распределение исследованных образцов осадков СЗ Атлантики по содержанию никеля в частицах железа

Роль переотложения выражается в появлении корреляции концентраций частиц железа с земными минералами (например, с магнетитом) и в сглаживании и снижении концентрации частиц железа в осадках за счет их разбавления в ходе переноса немагнитным осадочным материалом.

3. Распределение частиц самородного железа не зависит от окислительно-восстановительной обстановки в исходных осадках, что видно по распределению в них пирита. С другой стороны, с распределением пирита согласуется распределение в осадках частиц магнетита+титаномагнетита терригенно-вулканогенной природы. Между ними существует обратная корреляция, что можно объяснить: а) частичным растворением магнетита+титаномагнетита в восстановительных условиях диагенеза, где образуется пирит и другие Fe-сульфиды, б) высоко окислительной обстановкой в осадках, где присутствуют титаномагнетит+магнетит, а пирит и другие Fe-сульфиды не образуются.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (гранты 10-05-00117а и 11-05-01000).

Литература

1. Грачев А.Ф., Корчагин О.А., Цельмович В.А., Коллманн Х.А. Космическая пыль и микрометеориты в переходном слое глин на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Восточные Альпы): морфология и химический состав // Физика Земли. 2008. №7. с.42-57.
2. Лукин А.Е. Самородные металлы и карбиды – показатели состава глубинных геосфер // Геофиз. Журнал. 2006. №4. с.17-46.
3. Новгородова М.И. Кристаллохимия самородных металлов и природных интерметаллических соединений. Итоги науки и техники. Серия кристаллохимия. Изд. ВИНТИ. 1994. Т.29. 150 с.
4. Мурдмаа И.О. и др. Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука. 1979. 207 с.
5. Печерский Д.М., Нургалиев Д.К., Фомин В.А., Шаронова З.В., Гильманова Д.М. Космическое железо в осадках мела-даниа // Физика Земли. 2011. № 5. с.12-34.
6. Цельмович В.А. Самородные металлы в метеоритах и осадочных породах // Материалы Всероссийского семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Борок, 27-30 октября 2011. г. Ярославль. 2011. с. 247-253.
7. Benson W.E. et al. // Initial Reports of the DSDP. Washington: US Government Printing Office. V. 44. 1978.
8. Fredriksson K., Martin I.R. The origin of black spherules found in the Pacific islands. deep sea sediments. and Antarctic ice // Geochim. Cosmochim. Acta. 1963. V.27.P.245-248.

THERMOMAGNETIC ANALYSIS OF NATIVE IRON IN SEDIMENTS OF THE NORTHWEST ATLANTIC

¹Pechersky D.M., ²Gilmanova D.M.,

¹Markov G.P., ³Murdmaa I.O.

¹Institute of Physics of the Earth (IPE RAS), ²Kazansky Federal University (CFU), ³Institute of Oceanology (IO RAS)

gmarkov@yandex.ru

СУЩНОСТЬ ВНУТРИКОРОВЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ГРАНИЦ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

¹Пожиленко В.И., ²Шаров Н.В.

¹Геологический институт Кольского НЦ РАН, pozhil@geoksc.apatity.ru

²Геологический институт Карельского НЦ РАН, sharov@krc.karelia.ru

1. Линейные зоны интенсивных преобразований пород

При геологическом картировании фрагментов разных структур в Кольском регионе выделялись разноориентированные линейные зоны, в которых в результате интенсивного тектонического воздействия породы приобрели новые текстурные, плоскостные, линейные, а иногда и вещественные признаки. Эти зоны разнообразны по характеру преобразований, по степени линеаризации (по структурным и вещественным характеристикам), а так же по мощности и протяжённости. К ним относятся зоны мигматизации и гранитизации, зоны чешуирования, разлинзования (пакеты тектонических пластин и линз, «скейлинг-структуры») и линеаризации (ультрабластомилониты, сланцы и «полосатики»). Они обычно расположены между крупными структурами, в шовных зонах, в краевых частях тектонических пластин и др.

Зоны линеаризации морфологически выглядят как линзы, «струи», пластообразные тела ограниченной мощности (от первых сантиметров до сотен метров) и протяжённости (от первых метров до нескольких км и, даже, десятков км). Расположены они как субконкордантно так и дискордантно по отношению к геологическим телам и границам, и для некоторых из них характерно либо полное отсутствие, либо незначительное смещение границ рассеченных геологических тел, а так же наличие сланцеватости и полосчатости, ориентированной параллельно границам зоны линеаризации. И это вызывает особый интерес к ним в связи с проблемой пространства, объёма и генезиса их. Часть из зон линеаризации однозначно приурочена к разрывным нарушениям разного типа и масштаба. Положение выявленных зон от субгоризонтального до вертикального. Практически, *зоны линеаризации* – это геологические тела разной мощности и протяженности, ограниченные в пространстве, имеющие свои собственные структурные, текстурные и петрографические (без изменения петрохимического состава), а иногда и вещественные (с изменением петрохимического состава) характеристики.

Кроме линейных зон линеаризации, сформированных в условиях сжатия, выделяются линейные зоны и участки преобразования пород в условиях растяжения и декомпрессии. Линейные зоны, вероятно, приурочены к «трещинам» отрыва, которые комплементарны формирующимся протяженным сдвиговым зонам. В результате проявления тектоно-кессонного эффекта (кусовая деформация) образовались зоны агматитов с сопутствующим заполнением пространства между обломками гранитоидами. Наиболее яркими и благодатными для наблюдений являются участки и зоны агматитов по амфиболитам.

Широкое распространение линейных зон интенсивно преобразованных (линеаризированных и т.д.) пород на современном эрозионном срезе обусловлено их неоднократным образованием на разных уровнях (в условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фации метаморфизма), в разных структурах Кольского региона, в разное время (на разных этапах геологической истории региона от неоархея до позднего палеопротерозоя).

2. Геофизические поверхности, «слои» и волноводы

На основании результатов комплексного анализа геологических и геофизических данных установлено, что до глубины 7-12 км и иногда до 15 км характерным признаком является сильная латеральная и вертикальная неоднородность, выраженная в сложном блоковом и линзовидно-пластинчатом строении верхней части земной коры с участками однородного строения. На этих глубинах уже отмечаются «пакеты отражающих площадок» листрического типа и субгоризонтальные, разделяющие линзы и пластины с неупорядоченным расположением в них отражающих площадок в методе ОГТ. Эти поверхности не являются стратиграфическими. На глубинах 15-45 км резко преобладают субгоризонтальные поверхности отражающих площадок, которые фиксируют горизонтальную «слоистость», выраженную и в изменении скоростных характеристик.

Исходя из того, линейные зоны интенсивных преобразований (линеаризации, разуплотнения и др.) широко представлены на современном эрозионном срезе Кольского региона, можно предполагать, что аналогичные структуры могут быть и на разных уровнях земной коры. Поэтому, в своё время, нами были проинтерпретированы коровые наклонные и субгоризонтальные «пакеты отражающих площадок» на сейсмических разрезах как зоны интенсивной ультрамилонитизации и линеаризации – зоны тектонического расчленения. «Слои» с пониженными скоростями продольных и поперечных волн (волноводы), рассматриваются как зоны разуплотнения (катаклаза, трещиноватости и флюидонасыщенности и др.), а не контрастного изменения вещественного состава пород [Сейсмогеологическая модель ..., 1987, 1998; Строение литосферы ..., 2005], возникшие в постпротерозойское время. «Гомогенные» участки с однородным волновым полем сложены, вероятно, интрузивными или интенсивно гомогенизированными породами.

3. Соотношение внутрикоровых границ и поверхности Моховичича (М) с границами главных структур Кольского региона

К концу палеопротерозоя в северо-восточной части Балтийского щита были сформированы структуры, основные элементы которых сохранились до настоящего времени – Мурманский, Кольский, Беломорский и Карельский составные террейны и разделяющие их шовные зоны. Практически все тектонические границы между главными структурами листрического типа. Они хорошо выражены на геофизических разрезах. Относительно большого масштаба вертикальных составляющих амплитуд смещений по ним подтверждается многочисленными геологическими данными: а) нахождение на со-

временном эрозионном срезе разновозрастных и разноглубинных метаморфических (эклогитов, гранулитов, зелёных сланцев) и интрузивных пород в пределах структур Кольского региона; б) возраста закрытия изотопных (Ar-Ar, K-Ar, Rb-Sr, Ur-Pb) систем в разных минералах пород, находящихся ныне на дневной поверхности; и др.

Печенгский и Имандра-Варзугский фрагменты раннепротерозойского палеорифта, а также Лапландский Гранулитовый пояс (ЛГП) определяют в своих пределах строение коры до глубины 7-10 км. Их строение должно бы, вероятно, иметь в грубом приближении конформное отражение в положении внутрикоровых границ – т.е. главные внутрикоровые границы архейской и протерозойской коры должны бы быть в грубом приближении конформны древним эрозионным поверхностям (подошвам базальных толщ) или смещены по вертикали по зонам основных тектонических границ с учетом вертикальных амплитуд. Но этого не наблюдается:

- Подошва северных базальных толщ Печенги погружается к югу на глубину до 9 км. Глубина же поверхности М в районе Печенги варьирует в интервале 36-41 км [Сейсмогеологическая модель ..., 1987, 1998; Строение литосферы ..., 2005]. Налицо явное несоответствие геологических границ и границы М. А если ещё учесть примерные величины эрозии пород Печенгской структуры за постпалеопротерозойское время, то разница (в глубинах залегания) между захороненной допалеопротерозойской эрозионной поверхностью под Печенгской структурой и эродированной ныне неопротерозойской в Кольском домене составляет более 10-15 км. Примерно такие же перепады должны бы быть и в положении внутрикоровых границ на северо-западе Кольского региона. Современные же внутрикоровые границы (волноводы, М и др.) дискордантны по отношению к главным геологическим границам и в «грубом приближении» конформны современному эрозионному срезу.

- Подошва (базальные толщи) Имандра-Варзуги погружается к юго-западу на глубину до 11 км. Глубина границы М в этом районе меняется в пределах нескольких км (от 35 до 40 км) вкрест простирания Имандра-Варзугской структуры, и дисконформно по отношению к остальным структурам (Кейвы, Кандалакшско-Колвицкий фрагмент ЛГП и др.).

- Тектонические покровы Лапландского фрагмента ЛГП, надвинутые на автохтонные образования кандалакшской толщи, погружаются к северу до глубины 8-12 км (рис. 1.2.7), а Кандалакшско-Колвицкого – к юго-востоку до глубины 8-10 км, возможно, и глубже. Если учесть величину эрозии в центральной части Кольско-Лапландского коллизии, то разница между палеопротерозойской эрозионной поверхностью и ныне захороненной будет значительно больше. Вещественное наполнение фрагментов ЛГП находит отражение в физических полях верхних уровней коры и должно бы влиять на положение границы М, но её современное положение здесь меняется только в пределах 39-42 км.

Таким образом, на основании сопоставления геологических и геофизических данных можно утверждать, что в кристаллических породах коры Кольского региона современные внутрикоровые субгоризонтальные границы (волноводы, скоростные и др.) и граница М (M_1 и M_2): а) не соотносятся с границами главных структур региона; б) отражают не её вещественный состав, а физическое состояние пород, т.е. неоднородность физического и физико-химического состояния среды, существование зон катаклаза, линейаризации, различие в насыщенности флюидами и др.; в) сформировались в постпротерозойское время (поскольку полностью отсутствует корреляция между этими границами и положением геологических границ основных структур Кольского региона).

Литература

1. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район (отв. редактор Шаров Н.В.). – Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1997. – 226 с
2. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион (отв. редакторы Ф.П.Митрофанов, Н.В.Шаров). – Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1998. – Том I 237 с. Том II 205 с.
3. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербь, К. Гиллена. – Петрозаводск: изд. Кар. НЦ РАН, 2005. – 318 с.

THE ESSENCE OF INTRACRUSTAL GEOPHYSICAL BOUNDARIES (KOLA REGION)

¹Pozhilenko V.I., ²Sharov N.V.

¹Geological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, pozhil@geoksc.apatity.ru

²Geological Institute of the Karelia Science Centre of the Russian Academy of Sciences, sharov@krc.karelia.ru

Modern subhorizontal intracrustal boundaries (waveguides, velocity discontinuities, etc.) in the crustal crystalline rocks of the Kola region and the M (M_1 , M_2) - discontinuity: a) do not correlate with the boundaries of the main structures of the region; b) do not reflect the crust's composition, they reflect the physical state of rocks, i.e. heterogeneity of physical and physicochemical state of the medium, the existence of cataclasis zones, linearization, the difference in fluid saturation, etc.; c) they were formed in the post-Proterozoic (since there is no correlation between these boundaries and the position of geological boundaries of the main structures of the Kola region).

ИССЛЕДОВАНИЕ ВХОЖДЕНИЯ УРАНА В ПИРОХЛОРЫ

Редькин А.Ф., Котова Н.П., Некрасов А.Н.

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

Ниобий и тантал относятся к редким и рассеянным элементам Земной коры. Их главные минералы колумбит и пирохлор обладают очень низкой растворимостью в разбавленных растворах. Для переноса и последующего концентрирования Nb^{5+} и Ta^{5+} в минеральные формы необходимы агрессивные растворы. Особый интерес представляют растворы фторидов, в которых имеют значительную растворимость не только соединения ниобия и тантала, но и оксидные соединения урана (уранинит). Радиоактивные пирохлоры часто встречаются в природе, указывая на то, что при их образовании принимали участие растворы или расплавы, содержащие значительные концентрации ниобия, тантала, титана и радионуклидов (урана, тория). Образование типичных пирохлоров (подгрупп пирохлора, микролита, бетафита) происходило, как правило, в восстановительных условиях, когда уран преимущественно находился в виде U^{4+} . Кристаллический радиус этого иона равен 1.14 Å и, следовательно, в структуре пирохлора $\text{A}_2\text{B}_2\text{O}_6(\text{O}, \text{OH}, \text{F})$ U^{4+} должен входить в позицию А ($\text{A} = \text{Ca}^{2+}, \text{Na}^+, \dots$ с $R_{\text{cr}}(\text{A}) = 1.1 \div 1.5$ Å; $\text{B} = \text{Nb}^{5+}, \text{Ta}^{5+}, \text{Ti}^{4+}, \dots$ с $R_{\text{cr}}(\text{B}) = 0.7 \div 0.9$ Å) [Hogarth, 1977]. Максимально насыщенные ураном пирохлоры, образованные в надкритических высокотемпературных условиях, могут служить в качестве индикатора насыщенности гидротермально–магматической системы этим естественным радиоактивным элементом. Таким образом, исследование изоморфизма U^{4+} в пирохлорах – это ключ к поиску эндогенных месторождений урана, гидротермально–магматического генезиса. Кроме того, максимальное содержание U^{4+} в гидротермально синтезированных пирохлорах является показателем предельного содержания урана в стабильной в природной среде пирохлоровой матрицы для хранения РАО.

Опыты по синтезу максимально насыщенных ураном пирохлоров проводились на гидротермальной установке высокого давления при 800°C, давлении 200 МПа и $f\text{O}_2 = 10^{-13.3}$ Па (Co-CoO буфер). Несколько опытов выполнено при $f\text{O}_2 = 10^{-5.6}$ Па (Cu-Cu₂O буфер). Исходная твердая навеска готовилась из химических реактивов Nb_2O_5 , Ta_2O_5 , TiO_2 , ZrO_2 , CaCO_3 , NaF, Na_2CO_3 , U_3O_8 , синтетических UO_2 , $\text{UO}_3 \times 0.33\text{H}_2\text{O}$ и $\text{UO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ путем тщательного истирания в агатовой ступке. Навески пирохлоровой смеси помещались с рассчитанным количеством раствора 1 М NaF в Pt капсулы.

Последние заваривались и вместе с контейнером кислородного буфера вводились в реакторы УВД. Длительность опытов была 7–10 суток для Co–CoO и 3 суток для Cu–Cu₂O буфера. При выбранных T–P параметрах происходил быстрый выход на равновесие, в результате чего образовывались гомогенные по составу кристаллические минеральные фазы. Продукты опытов исследовались на сканирующем электронном микроскопе и методом рентгеновской дифракции.

Проведенные исследования показали, что вхождение U⁴⁺ в позицию А пироксенов пироксен–микролитовой серии ограничено и составляет 0.2–0.3 атома урана в формуле пироксена (см. рис. 1). Содержание урана не зависит от отношения Nb⁵⁺/Ta⁵⁺ в пироксене ввиду равенства их кристаллических радиусов и полной смесимости этих катионов. Состав насыщенного (избыток уранинита в системе) ураном (U⁴⁺) пироксена, согласно статистическому анализу данных ЭМА, соответствует формуле (Ca_{0.75}Na_{1.2}U_{0.2})(Nb_{2-x}Ta_x)O_{6.35}F_{0.8}. Полученная величина предельного содержания урана в пироксенах пироксен–микролитовой серии соответствует данным, полученным для природных пироксенов близкого состава, отобранным на месторождениях урана. Нами установлено, что в пироксенах пироксен–микролитовой ряда Ca²⁺ замещается U⁴⁺. Несмотря на различие кристаллических радиусов ионов U⁴⁺ и Ca²⁺ (R_{cr}=1.26 Å), такой гетеровалентный ионный обмен не приводит к изменению параметров элементарной ячейки (a = 10.42±0.01 Å).

Безурановые бетафиты не устойчивы при рассматриваемых параметрах опытов и вместо них образуются перовскиты и Ti–пироксены. В системе, насыщенной уранинитом, образуются бетафиты, содержащие 0.4–0.5 атомов урана в формуле (рис. 2). Кроме U–бетафитов, в продуктах опытов образуются Ti–содержащие U–пироксены (микролиты), в которых содержание урана составляет 0.2 атома на формулу. На гистограмме (рис. 2) четко видно два пика, соответствующих этим двум фазам имеющим ограниченную область смесимости. Согласно статистическому анализу данных ЭМА, состав U–бетафита соответствует формуле (Ca_{0.95}Na_{0.6}U_{0.45})(Ti_{0.9}Nb_{1.1-x}Ta_x)O_{6.65}F_{0.1}. В отличие от пироксенов пироксен–микролитовой ряда, U⁴⁺ замещает в бетафитах Na⁺ (R_{cr} = 1.16 Å) в позиции А. Замещение пятивалентных Nb⁵⁺ и Ta⁵⁺ (R_{cr} = 0.78 Å) в позиции В на четырехвалентный Ti⁴⁺ (R_{cr} = 0.745 Å) приводит к сжатию кристаллической решетки до значения a = 10.27±0.01 Å, а это может вызвать трудности в миграции в кристаллической решетке объемных катионов (Ca²⁺).

Таким образом, полученные данные дают основание утверждать, что природные пироксены пироксен–микролитовой серии,

содержащие 0.2–0.3, а бетафиты 0.4–0.5 атомов урана в формуле пирохлора, образовались в условиях насыщения раствора (и расплава) в отношении уранинита и являются индикаторами скрытого уранового оруденения.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 11-05-01185-а и программы ОНЗ РАН №2.

Литература

Hogarth D.D. Classification and nomenclature of the pyrochlore group. Amer. Min. 1977. V. 62. № 3–4. P.403–410.

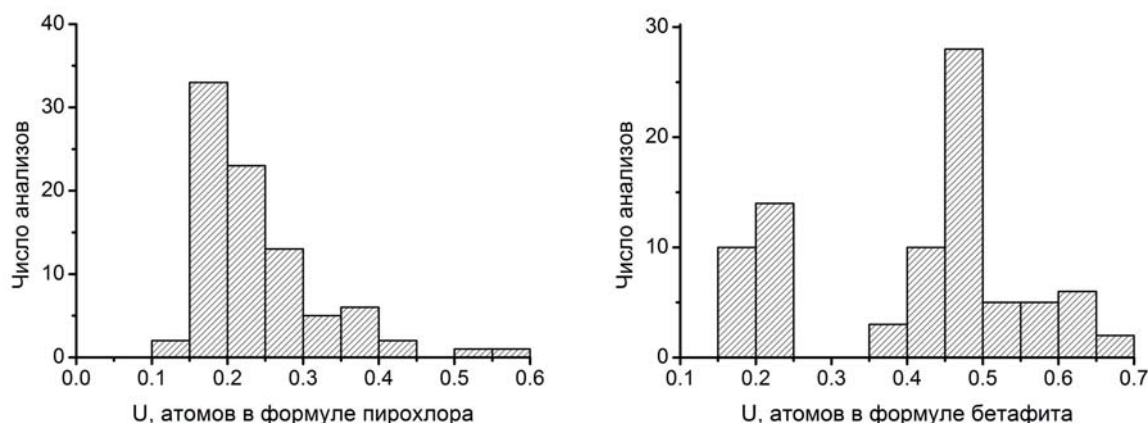


Рис. 1 Гистограмма содержаний урана (U^{4+}) в пирохлорах пирохлор–микролитовой серии, полученных гидротермальным синтезом при 800°C, давлении 200 МПа, в 1 М NaF и $fO_2 = 10^{-13.3}$ Па (Co–CoO буфер).

Рис. 2 Гистограмма содержаний урана (U^{4+}) в пирохлорах бетафитовой серии, полученных гидротермальным синтезом при 800°C, давлении 200 МПа, в 1 М NaF и $fO_2 = 10^{-13.3}$ Па (Co–CoO буфер).

STUDY OF URANIUM ENTRY INTO PYROCHLORES

Redkin A.F., Kotova N.P., Nekrasov A.N.

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

U-bearing pyrochlores, microlites and betafites of pyrochlore group minerals were obtained by hydrothermal synthesis at $T = 800$ °C and $P = 200$ МПа in the solutions of 1.0 М NaF and at $fO_2 = 10^{-13.3}$ Па (Co–CoO buffer). It was found that the pyrochlores of pyrochlore–microlite and betafite series formed in uraninite saturated conditions contain 0.2–0.3, and 0.4–0.5 uranium atoms per formula, respectively.

ДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТЕПЛОВОЙ ЭВОЛЮЦИИ КАМЕННО-ЛЕДЯНЫХ ТЕЛ – ВЕРОЯТНОГО ИСТОЧНИКА ВЕЩЕСТВА ЛЕДЯНЫХ КОЛЕЦ САТУРНА

Русол А.В., Дорофеева В.А.

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

Газовая планета-гигант Сатурн имеет мощную систему колец, крупнейшие из которых - кольца А и В - имеют массу $(0.5-0.7) \times 10^{22}$ и $(4-7) \times 10^{22}$ г соответственно [Robbins et al., 2010]. Как показали исследования КА «Cassini», они состоят из множества тел почти чистого (95-98%) кристаллического водяного льда размером от 10 см до 10 м. [Nicholson et al., 2008]. Очевидно, что образование таких больших ледяных объектов было возможно только внутри крупного дифференцированного каменно-ледяного тела. В [Русол и др. 2011] было показано, что, попадая внутрь предела Роша, который в зависимости от состава тел для Сатурна составляет 1.5 – 2 радиуса планеты (R_{Sat}), внешняя оболочка такого тела подвергается деформации, приводящей к ее разрушению и образованию колец. Судьба каменного ядра пока не вполне ясна. Но не исключено, что его осколки превратились в, так называемые, спутники-пастухи, орбиты которых находятся в пределах расположения колец. Оценка сверху массы и размеров разрушившегося дифференцированного тела дает $M = 10^{23} - 10^{24}$ г, $D \sim 600$ км. Возможность раннего образования крупных каменно-ледяных планетезималей в дальних регионах околосолнечного диска рассмотрена в [Макалкин, 2012], а их дифференциация в [Busarev et al., 2003]. Тем не менее, нельзя исключать, что источником ледяного вещества колец могли быть и несколько тел меньшего размера и массы.

В данной работе мы предприняли попытку оценить минимально возможный размер и массу каменно-ледяных тел, строение и состав которых позволял бы рассматривать их в качестве потенциальных источников ледяных колец Сатурна. Диаметр тел варьировался от 50 до 300 км. Источником тепла рассматривался распад радиоактивного ^{26}Al , содержание которого принято нами $= 1 \times 10^{-5}$ от валового содержания алюминия, которое составляет 1.3 масс %. Принятое соотношение $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ соответствует времени аккреции каменно-ледяного тела ~ 1.6 млн. лет после образования CAIs, что соответствует результатам, полученным в [Макалкин, 2012].

В предлагаемой модели учет тепловыделения проводится путем введения распределенных тепловых источников, интенсивность которых существенно зависит от времени и следует распределению массы железо-силикатной компоненты в веществе моделируемого тела. Принятая средняя плотность тела равна 1.5 г/см^3 , что соответствует $\text{CO}/\Sigma\text{C} \approx 0.3$ в газовой фазе околосолнечного протопланетного диска в зоне образования этих тел. Доля углерода, входившая в состав тугоплавкого органического вещества типа CHON могла варьироваться в широких пределах – от 0 до 0.5 [Дорофеева, 2012]. Плотность железо-силикатной компоненты принята независимой от P (в области исследуемых давлений) и равной 3.4 г/см^3 .

В соответствии с принятым радиальным распределением плотности были получены распределения массы и давления, согласно уравнениям

$$\frac{dP}{dR} = -\frac{Gm(R)\rho(R)}{R^2}, \quad \frac{dm}{dR} = 4\pi\rho(R)R^2 \quad (1)$$

При математической постановке задачи были исключены из рассмотрения такие источники теплового воздействия, как солнечная радиация, ввиду малости вклада этого источника во внутренний нагрев моделируемого тела. С учетом сферической симметрии задачи, была принята одномерная формулировка задачи теплопроводности. Низкие скорости процесса плавления/кристаллизации в рассматриваемых каменно-ледяных телах позволяют вместо полной задачи Стефана решать упрощенную постановку, в которой учитывается положение границы раздела фаз, при этом по разную сторону границы раздела задаются различные теплофизические параметры (теплоемкость, теплопроводность и т.д.). Результирующее уравнение, граничные и начальные условия записывается в виде:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\rho c T(r, t)) - \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 k \frac{\partial T(r, t)}{\partial r} \right) &= Q^+(r, t) + Q^-(r, t) \\ -k \frac{\partial T(r, t)}{\partial r} \Big|_{r=0} &= -k \frac{\partial T(r, t)}{\partial r} \Big|_{r=D} = \varepsilon_{\text{eff}} \sigma (T_{\text{surf}}^4 - T_{\text{env}}^4) \end{aligned} \quad (2)$$

где ρ – плотность, c – эффективная теплоемкость, k – эффективная теплопроводность, $Q^+(t)$ – суммарная объемная мощность источников радиогенного тепла, $Q^-(t)$ – суммарная объемная мощность потерь тепла, связанная с фазовыми превращениями вещества, ε_{ef} – эффективный коэффициент обмена с внешней средой, σ – постоянная Стефана-Больцмана.

Численное решение поставленной задачи (2) было получено методом конечных разностей. На каждом временном шаге отслеживалось максимальное значение температуры, а после достижения температуры плавления, положение границы раздела фаз. По разные стороны границы раздела фаз задавались соответствующие теплофизические свойства. Введение фиктивной теплоемкости, после достижения температуры плавления/кристаллизации, позволило в первом приближении учесть влияние скрытой теплоты фазового перехода на процесс распространения тепла в веществе моделируемого тела.

Рассчитывалось не только время нагрева недр тел до температур плавления льда H_2O , но и полное время существования водного слоя. Критериями для выбора оптимального размера тела служило несколько параметров. Во-первых, время существования водного слоя должно быть достаточным, чтобы в условиях конвекции произошло осаждение пылевой компоненты. Во-вторых, толщина внешней недифференцированной оболочки должна быть минимальной, поскольку ее вещество также вошло в состав колец. И, наконец, образовавшийся водный слой должен был полностью закристаллизоваться, иначе при разрушении потеря его вещества неизбежна. Полученные результаты дают возможность также предварительно оценить регион образования тел – принадлежали ли они к спутниковому диску Сатурна, или были привнесены из более дальних регионов.

Работа частично поддержана Программой Президиума РАН № 22 и грантом РФФИ 11-05-01113.

Литература

1. Nicholson P.D. Hedman M.M. et al. (2008), A close look at Saturn's rings with Cassini VIMS, Icarus, V. 193, p. 182–212

2. Robbins S.J., Stewart G.R. et al. (2010), Estimating the masses of Saturn's A and B rings from high-optical depth N-body simulations and stellar occultations, *Icarus*, V. 206, Iss. 2, p. 431-445.
3. Busarev V. V., Dorofeeva V. A., Makalkin, A. B. (2003), Hydrated Silicates on Edgeworth-Kuiper Objects - Probable Ways of Formation, *Earth, Moon, and Planets*, V. 92. Iss. 1, p. 345-375.
4. Дорофеева В.А. Условия образования и состав каменно-ледяных планетезималей в регионе Сатурна. 2012 В этом томе.
5. Макалкин А.Б. Свойства первичных планетезималей в зоне формирования Юпитера и Сатурна и следствия для образования их резулярных спутников. 2012 В этом томе.
6. Русол А.В., Дорофеева В.А., Рускол Е.Л. Происхождение вещества колец Сатурна // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН» №1, 2011

THE DYNAMIC MODEL OF THE THERMAL EVOLUTION OF ROCK-ICE BODIES – THE HYPOTHETIC SOURCE OF SATURN'S ICE RINGS SUBSTANCE

Roussol A.V., Dorofeeva V.A.

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS,
fermata@inbox.ru

The thermal evolution of rock-ice bodies of 50 – 300 km radii, formed in the solar nebula in the first two million years of its evolution was studied in terms of mathematical model. The account of heat is performed by the introduction of certain heat sources evenly distributed along the radius of modeling body. Their intensity was found to be strongly dependent on time and on the distribution of iron-silicate component of the body along its radius. We obtained the estimates of melting time and the full crystallization time of the ice mantle as well as the estimates of the thickness of ice mantle and of the outer undifferentiated shell. These estimates allow to choose the dimension and mass of the differentiated rock-ice body that are assumed to serve as a hypothetical source of Saturn's ice rings and could indicate the region of the formation of this bodies.

ИЗУЧЕНИЕ СО В МАГМАТИЧЕСКИХ СТЕКЛАХ И РАСПЛАВАХ МЕТОДАМИ КР И ИК СПЕКТРОСКОПИИ

^{1,2}**Симакин А.Г.**, ²**Салова Т.П.**, ²**Бондаренко Г.В.**, ³**Ширяев А.А.**

¹Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, simakin@ifz.ru;

²Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ) РАН,
Черноголовка;

³Институт физической химии и электрохимии им. А. Н. Фрумкина
(ИФХЭ) РАН, г. Москва

Среди петрологов практиков и экспериментаторов бытует мнение, что СО малорастворимый, малоактивный компонент магматического флюида (Botcharnikov et al., 2005a), которым можно в большинстве случаев пренебречь в условиях коры и верхней мантии и поэтому растворимость газов в системе С-О-Н ограничивается рассмотрением растворимости СО₂ и Н₂О (Botcharnikov et al., 2005b). Другим крайним случаем являются исследования восстановленного флюида в системе С-О-Н в мантийных условиях в равновесии с металлическим железом группой А.А. Кадика (см., например, Koltashev et al., 2009). Этими исследователями спектральными методами выявлены различные соединения в составе флюида, за исключением СО. В течение нескольких лет мы проводили исследование монооксида углерода в магматической системе экспериментальными методами. В качестве источника СО мы использовали природный сидерит ((Mg,Fe)СО₃). При его разложении при Т= 1100°С получается смесь СО₂, СО и графит. В качестве расплава использовались синтетические расплавы в системе An-Di и Ab.

Основной задачей данного исследования было обоснованное выделение сигнала СО методами КР и ИК спектроскопии. Газообразный СО обнаружен нами в газовых закалочных пузырьках и характеризуется узкой спектральной линией в КР спектре с волновым числом 2146 см⁻¹. Следует отметить, что в мантийных углекислотных флюидных включениях в магматических минералах можно ожидать заметное содержание СО, которое не отмечается по КР спектрам. Это может объясняться сорбцией СО на стенках включений, которая наблюдалась нами в эксперименте (волновое число сорбированного СО 2186 см⁻¹). Помимо этого экспериментально показано, что углекислотные флюидные включения в оливине уравниваются с кислородом внешней среды при Т=1400°С за несколько часов (Pasteris and Wanamaker, 1988) и не представляют состав высоко-температурного глубинного флюида.

Наибольшую сложность представляет выделение сигналов CO, растворенного в алюмосиликатных расплавах, в ИК и КР спектрах. Мы проделали многочисленные измерения таких спектров альбитовых стекол, полученных в восстановительных условиях в флюидной среде системы C-O-H. Удалось установить, что в FTIR (IR) спектре максимум линии CO наблюдается в районе 2140-2150 см^{-1} . Ширина линии (на уровне полувысоты) составляет 160 – 150 см^{-1} . В виду большой ширины и малой интенсивности сигнала оставались сомнения в правильности интерпретации спектральных данных. Наша точка зрения подтверждается наблюдениями in-Situ ИК спектра альбитового стекла с растворенным CO₂ в алмазной наковальне (Spickenbom et al., 2010). Поскольку летучесть кислорода в этом эксперименте задается буфером CCO, с ростом температуры появляются явные сигналы CO с максимумом при волновом числе 2145 см^{-1} .

Сигнал CO в Рамановских спектрах стекол также очень слабый из-за большой ширины линии, отвечающей большому разнообразию структурных позиций CO и интенсивному взаимодействию этого соединения с различными компонентами стекла. При часовом накоплении сигнала получена достаточно отчетливая линия с максимумом при 2084 см^{-1} и плече при 2137 см^{-1} (общая полуширина линии на полувысоте около 160 см^{-1}).

Дополнительную трудность для нас представляло то, что эксперименты проводились в установке высокого газового давления без внешнего контроля летучести кислорода, которая задается материалом бомбы на уровне (NNO - NNO+0.5). Начальная летучесть кислорода была на уровне буфера CCO (наличие графита) и в ходе эксперимента повышалась. Исходная низкая летучесть сохранялась приблизительно в течении 2-3 часов. Протекающие ред-окс процессы отражаются в зональности распределения интенсивности сигналов CO и CO₂ в экспериментальных образцах.

Литература

1. Botcharnikov R., Holtz F., Behrens H. and Freise M. The effect of redox state on the solubility of C-O-H fluids in silicate melts: new experimental evidences // Geophysical Research Abstracts. 2005. V. 7. P. 09237.
2. Botcharnikov R., Freise M., Holtz F. and Behrens H. Solubility of C-O-H mixtures in natural melts: new experimental data and application range of recent models // Annals of Geophysics. V. 48. P. 635-646.
3. Koltashev V.V., Kryukova E.B., Plotnichenko V.G., Kadik A.A. Use of IR and Raman spectroscopy for studying the forms of dissolution of h,

n and o volatiles in glasses - melting products of the early Earth's mantle. Electronic Scientific Information Journal "Vestnik Otdelenia nauk o Zemle RAN". 2009. V. 27. № 1.

http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2009/informbul-1_2009/magm-17e.pdf

4. Pasteris J.D., Wanamaker B.J. Laser Raman microprobe analysis of experimentally re-equilibrated fluid inclusions in olivine: Some implications for mantle fluids // American Mineralogist. 1988. V. 73, P. 1074-1088.
5. Spickenbom K., Sierralta M., Nowak, M. Carbon dioxide and argon diffusion in silicate melts: Insights into the CO₂ speciation in magmas // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2010. V.74. P. 6541–6564.

CHARACTERIZATION OF CO IN MAGMATIC GLASSES AND MELTS BY IR AND RAMAN SPECTROSCOPY

^{1,2}**Simakin A.G.**, ²**Salova T.P.**, ²**Bondarenko G.V.** and ³**Shiryaev A.A.**

¹Institute of Earth Physics (IEP) RAS, Moscow, simakin@ifz.ru;

²Institute of experimental mineralogy (IEM) RAS, Chernogolovka;

³Institute of Chemical Physics and Electrochemistry by Frumkin (ICPE) RAS, Moscow

We determine parameters of oscillatory spectra of CO dissolved in aluminosilicate glasses. Band of CO has large width and small peak height due to intensive interactions with different magmatic components characterized by the wide spread of energies and correspondent line shifts. In albite glass maximum of CO IR band is characterized by $\nu = 2140-150 \text{ cm}^{-1}$. In the Raman spectra corresponding band has shift at the maximum of intensity at 2084 cm^{-1} and shoulder at 2137 cm^{-1} .

ЧИСЛЕННЫЙ АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ РЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ НА РЕЖИМ ВОЗОБНОВЛЕНИЯ СУБДУКЦИИ В ЗОНЕ АККРЕЦИИ

^{1,2}**Симакин А.Г.**

¹Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, simakin@ifz.ru;

²Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ) РАН, Черноголовка

Теоретически рассмотрено начало субдукционного погружения океанической плиты после стыковки крупного океанического острова к краю континента. Численный анализ ограничен областью 220x550 км у поверхности Земли. На нижней границе области вычислений принято условие Винклера допускающее течение вещества через эту границу. Горизонтальная скорость океанической плиты фиксирована и принята равной 8 см/год. Вязкость пород задана как динамический параметр, описываемый системой дифференциальных уравнений по времени (Simakin and Ghassemi, 2005) на лагранжевой неструктурированной сетке, реализованной методом маркеров. Эволюционное уравнение для вязкости содержит член, описывающий разупрочнение с ростом скорости деформации с коэффициентом $b = \bar{b} t_0^{1/n} / \eta_0$ и упрочнение (залечивание текстурных нарушений) с коэффициентом $a = \bar{a} t_0$ (размерность сек⁻¹), где t_0 и η_0 масштабы времени и вязкости соответственно. При надлежащем выборе членов уравнения вязкости и постоянной скорости деформаций вязкость принимает значение, отвечающее обычному степенному (от скорости деформации) закону.

Для описания локализации деформаций в верхней холодной части разреза использовалась дополнительно условие вязкопластичности: второй инвариант тензора вязких напряжений ограничивался сверху пределом текучести σ_Y . Начальное температурное поле взято согласно (McKenzie et al., 2005), другие физические параметры из (Hünen et al., 2004).

Вычисления показали, что в зависимости от реологических параметров процессы на контакте острова и океанической плиты развиваются в нескольких режимах. При отношении $\bar{a} / \bar{b} > 0.3-0.4$ (что отвечает материалу с медленным разупрочнением) происходит объемное разупрочнение без образования крупных разломов. В этом случае зона контакта утолщается и развивается неустойчивость РТ. Подобный режим характерен для коллизии континентов (Molnar and Houseman, 2004).

При $\bar{a} / \bar{b} < 0.3$ на начальной стадии деформации возникает система сопряженных разломов пересекающих всю зону контакта.

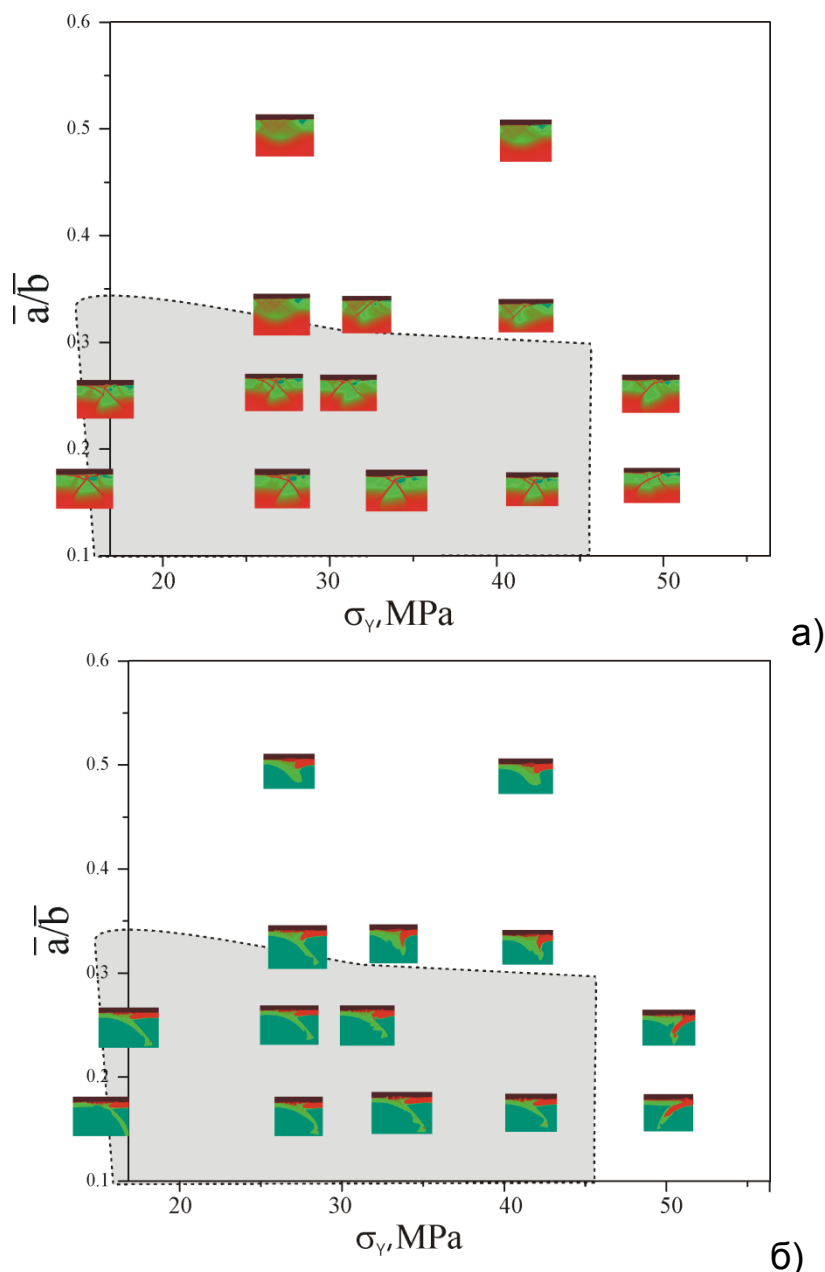


Рис. 1 Механическая эволюция зоны контакта в зависимости от реологических параметров (см. текст). Слева океаническая плита, справа остров а) распределения вязкости на момент времени 0.6-1.1 млн. лет, красный цвет – низкая вязкость б) распределение вещества на момент времени 2-3 млн. лет, сверху вниз: «псевдо-воздух», осадки, базальтовый слой, лерцолитовый слой, верхняя мантия; справа остров.

Погружение блоков ограниченных этими разломами обеспечивает быстрое начало субдукции. При значениях предела текучести в диапазоне 25-45 МПа образуется нормальная зона субдукции (погружение океанической плиты), при большом пределе текучести начинается погружение края острова под океаническую

плиту. При слишком малом пределе текучести океаническая плита терпит разрыв при погружении.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 10-05-00697).

Литература

1. Simakin A.G. and Ghassemi A. Modelling deformation of partially melted rock using a poroviscoelastic rheology with dynamic power law viscosity. *Tectonophysics*. 2005. V. 397. P. 195– 209.
2. Van Hunen J., van den Berg A.P., Vlaar N.J. Various mechanisms to induce present-day shallow flat subduction and implications for the younger Earth: a numerical parameter study. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2004. V.146. P. 179–194.
3. McKenzie D., Jackson J., Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. V. 233. P. 337– 349.
4. Molnar P. and Houseman G.A. The effects of buoyant crust on the gravitational instability of thickened mantle lithosphere at zones of intracontinental convergence *Geophys. J. Int.* 2004. V. 158. P. 1134– 1150.

NUMERICAL ANALYSIS OF THE EFFECT OF RHEOLOGICAL PARAMETERS ON THE SUBDUCTION RESTART IN AN ACCRETION ZONE.

^{1,2}**Simakin A.G.**

¹Institute of Earth Physics (IEP) RAS, Moscow, simakin@ifz.ru;

²Institute of experimental mineralogy (IEM) RAS, Chernogolovka

Starting of subduction after the hard docking of an oceanic island is modeled numerically in 2D. Mechanical properties of the crustal and mantle rock masses are treated approximately with visco-plastic rheology. Strain rate dependence of viscosity is described by Dynamic Power Law (DPL; Simakin and Ghassemi, 2005) as a solution of ODEs system for Lagrangian material points. At the continuing oceanic slab pushing mechanical instability develops in the contact zone with docked island. It can be slow RT instability or fast oceanic slab splitting by faulting into blocks followed by the slab submergence depending on the yielding stress σ_Y and ratio of DPL parameters: a (responsible for texture healing) and b (setting strain weakening rate). Within proposed model easy subduction start with delay time no more than ca 1 mln yrs has place at the sufficiently sensitive to the strain-rate weakening slab (low a/b ratio) and σ_Y in the range 25-40 MPa.

МЕТЕОРИТНАЯ КОЛЛЕКЦИЯ РАН И ОСОБЕННОСТИ РАБОТЫ С МЕТЕОРИТАМИ

Скрипник А.Я.

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

Метеоритная коллекция РАН насчитывает 1540 метеоритов, среди которых 130 – с территории Российской Федерации, остальные – из других стран мира. Это самое крупное собрание метеоритов в России, существующее более 250 лет.

Как и любое уникальное собрание, метеоритная коллекция не рассчитана на интересы одного человека или ограниченной группы людей, т.к. на протяжении ста лет служит источником материала для многих очень разных исследований. Фонд коллекции наряду с решением собственно музейных задач, таких, как собирательство, хранение метеоритов и организация экспозиций, с течением времени неотвратно расходуется.

Метеориты – самые древние (первозданные) породы Солнечной системы содержат реликты межзвездного (досолнечного) вещества. В исследованиях метеориты не могут быть заменены никакими другими природными объектами. Вещество, доставленное с других планет, интересное само по себе, несет следы вторичных изменений, в частности, значительной ударно-термической переработки. Метеориты – астрономические объекты. Они поступают на Землю в виде ограниченных масс, и сам факт находки их случаен. При утрате они не могут быть восполнены, в отличие от геологических образцов. С годами пополнение коллекции происходит, в основном, за счет других метеоритов, масса которых также ограничена.

Метеориты весьма неоднородны в микро масштабе, что вызывает необходимость применения локальных методов и использования аппаратуры высокой точности и чувствительности. В свою очередь, исследования далеко не всегда предсказуемы и с развитием техники эксперимента позволяют за 20-30 лет значительно расширить границы получаемых знаний. С метеоритами связана проблема, называемая «дилеммой куратора» [Неу, 1969], когда в каждом конкретном случае довольно трудно решить, сколько вещества можно потратить в настоящий момент, чтобы не препятствовать исследованиям, но и не отнимать возможности у будущих более совершенных методов.

В макро масштабе образцы метеоритов обнаруживают редкое разнообразие. Они могут быть большие (весом в десятки и сотни кг) и маленькие (несколько мг), прочные (поддающиеся только

распиловке) и хрупкие (рассыпающиеся в руках), редких типов и часто встречаемых [Скрипник и др., 1980; Grady, 2000], сильно окисленные и свежие, чистые и грязные (испачканные землей, покрытые лаком). Эти обстоятельства не позволяют организовать единообразные условия хранения для всего фонда коллекции.

Другая особенность, создающая трудности в работе с уникальным веществом, состоит в том, что метеориты одной группы внешне очень похожи друг на друга, что требует четкой маркировки и предельно аккуратного обращения с образцами. При потере этикетки для отождествления образца с известным метеоритом требуется более высокий уровень исследований с применением более редких и дорогостоящих методов, чем предварительное исследование и классификация нового метеорита. Любая незначительная, на первый взгляд, путаница, ошибка или опечатка в документации или маркировке может обесценить важную научную работу, в том числе на уникальном оборудовании, и привести не только к неоправданному расходу материала, но и к значительным потерям времени на выяснение этих обстоятельств.

Вещество метеоритов создано в условиях отличных от земных. Оно содержит очень разные по условиям образования минералы: самородный металл, органическое вещество, минералы, содержащие воду и другие летучие компоненты, водно-растворимые минералы. В контакте с земной атмосферой метеориты подвергаются коррозии, в особенности такие фазы как самородное железо и редкие сульфиды. Скорость окисления может существенно различаться для разных метеоритов и даже для разных их фрагментов. Летучие компоненты метеориты со временем неотвратно теряют. Всё это вызывает необходимость периодического наблюдения за образцами коллекции и принятия соответствующих мер по их защите. Прежде всего это относится к метеоритам – падениям (тем, что сразу были подобраны), и естественно, имеющим более высокую научную ценность в сравнении с однотипными находками. Метеориты – находки (время падения которых неизвестно) обнаруживают разную степень сохранности или выветривания, что отмечается в современной классификации. В таких метеоритах металл может быть частично или полностью замещен гидроокислами железа, а на поверхности и по трещинам могут развиваться вторичные минералы земного происхождения. При некачественном отборе небольших проб на некоторые исследования такая контаминация может внести заметные искажения в результаты. Это особенно характерно для пустынных метеоритов.

Для исследовательских задач метеоритная коллекция должна быть обеспечена коллекцией шлифов – уникальных препаратов, полированных и прозрачно-полированных. Они предназначены для знакомства с минеральным составом и структурой метеорита под микроскопом, а также некоторых исследований, помещающих шлифы в вакуумную камеру прибора. По ряду причин проблема пробоподготовки метеоритов стоит весьма остро. Дефицит материала для большинства метеоритов диктует ограничения на количество шлифов и требует высокого качества их исполнения. Традиционные способы распиловки и шлифовки с промывкой водой не приемлемы для редких типов, а по большому счету, и для всех метеоритов. Многие образцы выкрашиваются при механическом воздействии, что требует дополнительных усилий по реставрации поверхности спиллов, а работа с металлом – применения соответствующих материалов и методик. Несомненно, успех метеоритных исследований во многом зависит от качества пробоподготовки, которая должна быть обеспечена новейшим оборудованием, материалами и специалистами.

Метеоритная коллекция – это не только собрание уникальных образцов, но и информация об этих образцах, которая существует как в электронном виде, так и на бумажных носителях. Она должна быть собрана в некий банк данных, определенным образом структурированный и хорошо выверенный. Такая информационная система необходима в качестве рабочего справочника для успешной деятельности коллекции: быстрого нахождения нужных сведений, составления подборок, нахождения самих образцов.

Трудность состоит в том, что информация о метеоритах нередко меняется. Это не только первичные сведения о новых метеоритах, которые записываются со слов нашедших и должны тщательно проверяться, но и систематическое изменение веса образца. Для уже известных метеоритов, при появлении новых данных или с переменой общих представлений, может измениться общая масса, группа или тип, или принадлежность к определенному падению. Поэтому не только сами образцы метеоритов, но и данные о них требуют постоянного контроля (можно сказать, мониторинга), а уже введенная информация – тщательной сверки. Многочисленные ошибки и опечатки в информационной системе и документации, также как и беспорядочное перемещение многих образцов, могут практически парализовать работу коллекции или даже нанести ей ущерб. Поэтому необходимые исправления должны вноситься в документацию своевременно. Поддержание информации о метеоритах в состоянии на текущий момент – трудоемкая рутинная научная задача.

Государственная коллекция должна обеспечивать профессиональное соответствие материала современным научным запросам. Любые действия с образцами и информацией (начиная от простой нумерации и первичной записи и кончая радикальными - такими, как распиловка, отбор проб, обработка хим. реактивами) требуют продуманных решений и взвешенных поступков. Все перечисленные обстоятельства накладывают жесткие ограничения на деятельность сотрудников, работающих с коллекцией.

В последние 12 лет сотрудниками лаборатории проделана огромная работа по увеличению коллекции и регистрации новых метеоритов. Метеоритная коллекция РАН выросла в два раза [Кваша и др., 1978]. И хотя основное количество представлено небольшими образцами, получено немало метеоритов редких типов: лунных, марсианских и др., а также отдельные находки крупных масс. Новые поступления вызвали существенное увеличение объема работ по оформлению образцов в коллекцию. Эта ситуация, в целом, отражает мировую практику: из 23-х тысяч собранных метеоритов, примерно каждый 4-й не классифицирован [Grady, 2000].

Литература

1. Hey M.H.. The curator's dilemma // Meteoritics. 1969. v. 4. N3. P. 253 -255.
2. Кваша Л.Г., Скрипник А.Я. Каталог метеоритов коллекции Академии наук СССР на 1 января 1977 г. // Метеоритика. 1978. Вып. 37. С. 178 – 251.
3. Скрипник А.Я., Кирова О.А. Определение петрологических типов хондритов // Метеоритика. 1980. Вып. 39. С. 38 - 41.
4. Grady M.M. Catalogue of Meteorites // The Natural History Museum. London. Fifth edition. Cambridge University Press. 2000. 700 P.

THE RAS METEORITE COLLECTION AND PECULIARITIES OF WORKING WITH METEORITES

Skripnik A.Ya.

V.I.Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHI) RAS, Moscow, skripnik@geokhi.ru

This paper reports data on the RAS Meteorite collection and their growth. It is discussed some difficulties to preserve meteorites as the unique materials and to make preparations for research.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
ПЕРИДОТИТОВ НИЗОВ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ, СВЯЗАННЫЕ С
ФАНЕРОЗОЙСКИМ ЭТАПОМ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ
АКТИВИЗАЦИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Соловьева Л.В., Егоров К.Н.

Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск

solv777@crust.irk.ru, egorov@crust.irk.ru

В последние десятилетия накоплен огромный фактический материал о влиянии процессов магма- и флюидопереноса на геохимическую эволюцию мантийной литосферы древних кратонов. Процессы метасоматической модификации литосферы кратонов напрямую связываются с проблемой образования алмазов. Современная доминантная гипотеза предполагает, что первичная литосфера возникла вследствие процесса интенсивного плавления, как ультрадеплетированный гарцбургитовый остаток после ухода коматиитовых или базальтовых расплавов. Затем гарцбургитовое вещество было обогащено петрогенными и редкими несовместимыми элементами во время древнего этапа "скрытого" метасоматизма, агентами которого могли быть флюиды или базальтовые, карбонатитовые расплавы и др.

Вместе с предполагаемым "скрытым" метасоматизмом, следы которого обнаруживаются лишь в высоких содержаниях несовместимых редких элементов в породах и минералах литосферной мантии и в характерных отношениях радиогенных изотопов, широко исследуются процессы модального метасоматизма.

Как было показано ранее [Соловьева и др., 2002], в субконтинентальной мантийной литосфере Сибирского кратона выделяются два разновозрастных этапа модального метасоматизма: метасоматиты А со структурно-равновесной слюдой и метасоматиты С с реакционными агрегатами из флогопита, Ср-диопсида и хромита, замещающими первичные минералы, а также более поздние метасоматические проявления, связанные с влиянием кимберлитовых расплавов.

Реакционные метасоматиты С рассматриваются как продукты осаждения петрогенных и редких элементов, экстрагированных восстановленными астеносферными флюидами из вещества литосферы, на окислительных барьерах в зонах деформаций. Наиболее острым в этой проблеме является вопрос о возможности образования алмазов в период кимберлитобразующего цикла. Модельные Re-Os датировки алмазов по сульфидам, включенным в алмазы из разновозрастных кимберлитов мира, показывают, в

своем большинстве, древние архейские и раннепротерозойские возраста и отвечают возрастам становления субконтинентальной литосферы кратонов и их древней коры [Pearson et al., 2002 и др.]. В соответствии с этими данными, принимается доминирующая гипотеза о том, что подавляющая масса алмазов была образована в литосфере кратонов в период древнего «скрытого» метасоматизма.

Эта петрологическая модель сталкивается с все большими трудностями. З. Специус и др. [Spetsius et al, 2002] получили архейские возраста сульфидов, включенных в молодые (палеозойские) цирконы из кимберлитовой трубки Мир. Интригующее совпадение модельных возрастов сульфидов в алмазах перидотитового типа (Р-тип) с возрастными литосферы кратонов и покрывающей ее древней коры [Pearson et al, 2002 и др.] можно объяснить тем, что восстановленный флюид при прохождении через литосферу кратона растворял литосферные сульфиды, затем осаждал их одновременно с алмазами, с сохранением древних Re-Os изотопных меток. Формирование большинства алмазов (кроме поздних кубических и оболочечных форм) из восстановленных флюидов согласуется с высокими содержаниями в них азота, проявляющем совместимое поведение в восстановленных и несовместимое в окисленных флюидах. Известно, что алмазы из трубки Дайавик (Канада) образуют две генетические серии: оболочечные и волокнистые алмазы, образование которых предшествует внедрению кимберлитов в пределах первых миллионов – нескольких сотен тысяч лет и более ранние прозрачные октаэдры [Araujo et al., 2009]. Расчеты времени агрегации азота в «ранних» алмазах при $T \approx 1250^\circ\text{C}$ показали значения 20–30 млн. лет [Araujo et al., 2009], что вполне отвечает началу развития кимберлитобразующего цикла. Высокие температуры в низах холодной литосферной плиты кратона Слэйв авторы объясняют поступлением горячих расплавов и флюидов, что соответствует нашим данным о подъеме температуры при развитии реакционных метасоматитов С-типа [Соловьева и др., 2002]. Н. Соболев и др. [2009] также предполагают молодой предкимберлитовый возраст бесцветных и слабо окрашенных октаэдрических алмазов из кимберлитов Якутии и Архангельской провинции. Ранее молодой возраст алмазов был обоснован [Shimizu, Sobolev, 1995] на базе геохимии высокохромистых пиропов из кимберлитов трубки Мир.

С другой стороны, в метасоматитах С найден только метасоматический графит, и по Р-Т характеристикам эти породы находятся в области устойчивости графита, а не алмаза. Кроме того, ультраосновной парагенезис алмазов связан в подавляющем

числе с гарцбургит–дунитовой, а не с лерцолитовой средой, хотя лерцолитовый тип включений также встречается в алмазах [Соболев и др., 2009]. По-видимому, главная зона алмазообразования лежит ниже зоны развития метасоматитов С, а низкокальциевый характер минералов гарцбургит-дунитового парагенезиса является свидетельством флюидной отгонки из этой зоны Са, который интенсивно осаждается в реакционных метасоматитах С в виде Cr-диопсида.

Таким образом, в мантийной литосфере Сибирского кратона проявлены два крупных этапа метасоматизма, которые привели к существенной химической и геохимической модификации ее первичного вещества. Древний метасоматизм проявился в модальном минеральном виде как метасоматиты А и привел к существенному изменению химизма пород и минералов и их обогащению целым рядом несовместимых редких элементов. По-видимому, именно этот процесс проявился в мантийной литосфере Сибирского кратона и в скрытой форме в виде обогащения пород и минералов петрогенными и редкими элементами. Процесс носил равновесный характер и был связан с образованием графита и алмаза, источником углерода которых были высокоплотные сверхкритические силикат-карбонатные флюиды-расплавы и, частично, углерод, выделявшийся из твердого раствора в первичных минералах. Силикат-карбонатные флюиды-расплавы вбирали в себя наиболее растворимые макро- и микроэлементы и осуществляли интенсивный метасоматизм мантийной литосферы кратона. По времени этот процесс был близким или одновременным с процессами общего метаморфизма и кратонизации мантийной литосферы.

Второй важный для алмазообразования Сибирского кратона метасоматический процесс происходил на ранней стадии среднепалеозойского кимберлитового цикла. В этот период из астеносферных расплавов, обязанных подъему плюма, шел поток восстановленных горячих флюидов, которые экстрагировали ряд главных и редких элементов из пород и минералов нижней части литосферной плиты. С этим процессом связано развитие мантийных метасоматитов С, в которых присутствует графит. Алмазообразующая роль предкимберлитового метасоматического этапа связывается с реакциями окисления восстановленных флюидов, поступающих из астеносферных расплавов плюмового происхождения, на геохимических окислительных барьерах в зонах деформации мантийной литосферы.

Литература

1. Соболев Н.В., Логвинова А.М., Ефимова Э.С. Сингенетические включения флогопита в алмазах кимберлитов: свидетельство роли летучих в образовании алмазов // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1588-1606.
2. Соловьева Л.В., Ясныгина Т.А., Егоров К.Н. и др. Геохимическая эволюция глубинных флюидов в мантийной литосфере Сибирского кратона в период среднепалеозойского кимберлитового цикла. // Доклады РАН. 2010. Т. 434. № 4. С. 527–533.
3. Araújo D.P., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., et al. Microinclusions in monocrystalline octahedral diamonds and coated diamonds from Diavik, Slave Craton: Clues to diamond genesis // Lithos. 2009. V. 112S. P. 724-735.
4. Pearson N.L., Alard O., Griffin W.L., et al. In situ measurement of Re-Os isotopes in mantle sulfides by laser ablation multicollector-inductively coupled plasma mass spectrometry: Analytical methods and preliminary results // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002. V. 66(6). P. 1037-1050.
5. Shimizu N., Sobolev N.V. Young peridotitic diamonds from the Mir kimberlite pipe // Nature. 1995. V. 375. P. 394-397.
6. Spetsius Z.V., Belousova E.A., Griffin W.L., et al. Archean sulfide inclusions in Paleozoic zircon megacrysts from the Mir kimberlite, Yakutia: implication for the dating of diamonds // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 199. P. 11-126.

MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL TRANSFORMATIONS OF PERIDOTITES OF THE LOWERMOST LITHOSPHERIC MANTLE DUE TO PHANEROZOIC STAGE OF TECTONIC-MAGMATIC ACTIVITY OF SIBERIAN CRATON

Solovyeva L.V., Egorov K.N.

Institute of the Earth's crust (IEC) SB RAS, Irkutsk

solv777@crust.irk.ru, egorov@crust.irk.ru

Two metasomatic stages resulted in essential changes of primary substance of the mantle lithosphere are found within the Siberian craton. The first stage was equilibrium and resulted in formation of graphite and diamond; source of carbon for them served silicate-carbonate fluid melts of high density. The second stage occurred at early stage of Middle Paleozoic kimberlite cycle. At this period the diamond crystallization is due to the oxidation reactions of the plume reduced fluids on geochemical oxidizing barriers in deformation zones of the mantle lithosphere.

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ МОРСКОГО ДНА КАК ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ДВОЙНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ В МОРСКИХ ОСАДКАХ

Суетнова Е.И.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН Elena_suetnova@mail.ru

Экспедиционные исследования в морях и океанах показали широкое присутствие газовых гидратов в осадках. Газовые гидраты устойчивы в определенном диапазоне температуры и давления [Sloan, 1998]. Термобарические (PT) условия стабильности газовых гидратов широко распространены в акваториях. Присутствие газовых гидратов в порах осадков меняет упругие свойства среды осадков в зависимости от гидратонасыщенности. В процессе уплотнения и погружения осадков при выходе гидратосодержащего слоя из зоны PT стабильности газовых гидратов, происходит их разложение и образование свободного газа в порах. Принято считать, что поддонные отражающие границы (BSR) есть как раз границы между зоной стабильности газовых гидратов, где термодинамически невозможно присутствие свободного газа, и зоной, содержащей в результате разложения гидратов свободный газ в поровом пространстве [Hyndman, Davis, 1992]. Исследования поддонных сейсмических границ (bottom simulating reflections (BSRs)) в акваториях показали, что эти границы отражают нижнюю границу зоны стабильности газовых гидратов в морских осадках. BSR формируются за счет присутствия свободного газа в порах [Hyndman, Davis, 1992]. Присутствие свободного газа в порах ниже границы зоны стабильности гидратов определяется разложением газовых гидратов при превышении температуры и давления термодинамического равновесия гидрат-флюид при погружении гидратосодержащих осадков в процессе наращивания осадочного слоя и его уплотнения и фильтрации к поверхности поровых флюидов [Суетнова, 2008.]. Рисунок 1 показывает схематически положение зоны стабильности газовых гидратов в морских осадках и стрелками показаны процессы осадконакопления и погружения осадков и фильтрации к поверхности поровых флюидов, содержащих растворенный газ.



Рисунок 1. Схема положения зоны стабильности газовых гидратов в морских осадках и стрелками показаны процессы осадконакопления и погружения осадков и фильтрации к поверхности поровых флюидов, содержащих растворенный газ.

В последние годы в результате исследований морского дна были получены надежные данные, свидетельствующие о присутствии двойных BSR в некоторых районах акваторий, потенциально содержащих газовые гидраты. Анализ сейсмических данных указывает на то, что эти BSR отражают границы разложения газовых гидратов [Foucher, Nouze', Henry, 2002, Geletti, Busetti, 2011, Bangs, Musgrave, Tre'hu, 2005]. Происхождение таких двойных границ, активно обсуждается в научной литературе. В данной работе анализируется один из возможных механизмов образования двойных BSR, а именно процесс повышения температуры дна акватории, происходивший в прошлом. Повышение температуры верхней границы осадков приводит к изменению распределения температуры осадков по глубине. Зависимость распределения температуры от времени может быть вычислена по следующей формуле:

$$T(z,t) = T_0 + Gz + T_1 \operatorname{erfc}\left(\frac{z\sqrt{kt}}{2}\right)$$

Здесь T_0 – начальная температура, G – градиент температуры в осадках, T_1 – величина изменения температуры, k – температуропроводность осадков, t – время. На рисунке 2 приведены результаты расчетов распределения температуры в осадках в зависимости от времени, прошедшего после изменения (повышения) температуры морского дна на 2 °С.

На рисунке приведена (правой части) теоретическая кривая РТ предела стабильности газовых гидратов в осадках [Dickens, Quinby-Hunt, 1994], пересечение геотерм с этой кривой определяет соответствующую геотермам позицию BSR в осадках.

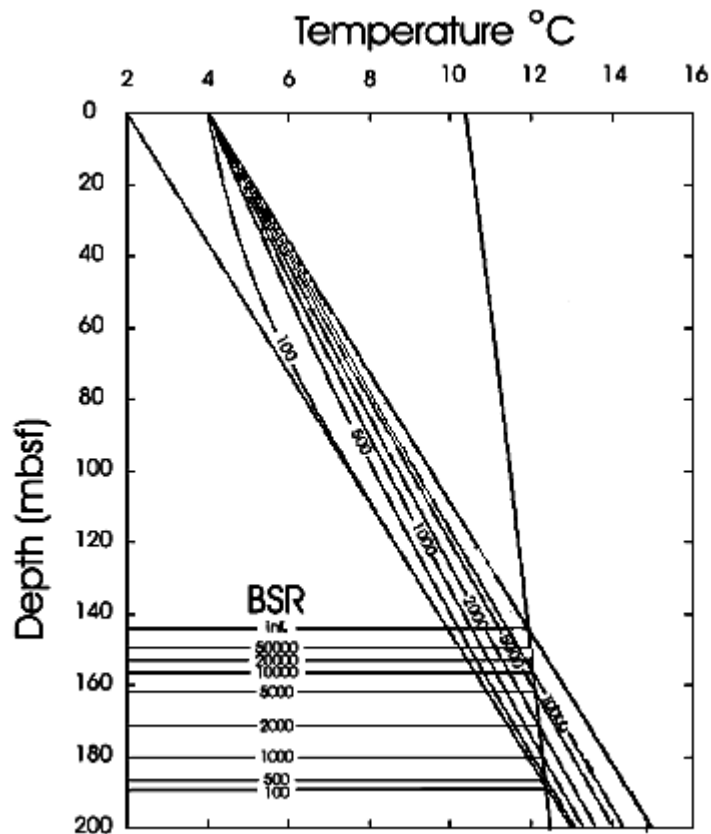


Рисунок 2. Результаты расчетов распределения температуры в осадках в зависимости от времени, прошедшего после изменения (повышения) температуры морского дна на 2°C. Обозначения на линиях температуры и BSR соответствуют времени, прошедшему с момента изменения температуры дна. В правой части рисунка теоретическая кривая *PT* предела стабильности газовых гидратов в осадках, пересечение геотерм с этой кривой определяет соответствующую геотермам позицию BSR в осадках.

Приведенные на рис.2 результаты вычислений показывают зависящее от времени движение BSR к поверхности в результате повышения температуры морского дна. Но для использования этих расчетов для интерпретации двойных BSR необходимо оценить время существования палео- BSR, то есть время, за которое такие палео- BSR исчезают за счет диффузии газа в осадках и адвекции порового флюида. Во время образования новой, более современной BSR, одновременно разрушается старая. Расчеты показывают, что скорость адвекции насыщенного газом порового флюида больше чем 1 см/год приводит к диссипации палео- BSR за время порядка 1000 лет. Однако уменьшение скорости адвекции приводит к увеличению времени существования палео- BSR. Как было показано ранее, скорость адвекции поровых флюидов зависит от скорости осадконакопления и реологических и флюидодинамических свойств осадков [Суетнова, 2009]. Таким образом, для того чтобы уверенно объяснять наличие двойных BSR

изменением в прошлом температуры дна, необходимо проводить дальнейшие исследования процесса осадконакопления в регионах, где эти явления наблюдались.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ, проект 10-05-01094-а

Литература

1. Суетнова Е.И. Влияние режима осадконакопления и уплотнения осадков в субаквальных условиях на аккумуляцию газгидратов в зоне их стабильности // Физика Земли. 2008. № 9. С. 65–70.
2. Суетнова Е.И. Влияние реологических и гидродинамических свойств накапливающихся осадков на процессы уплотнения и гидратонакопления (по результатам математического моделирования) // Известия высших учебных заведений, серия “Геология и разведка”. 2009. № 1. С. 52-55.
3. Bangs, N. L. B., R. J. Musgrave, and A. M. Tre’hu Upward shifts in the southern Hydrate Ridge gas hydrate stability zone following postglacial warming, offshore Oregon// J. Geophys. Res. 2005.110. B03102, doi: 10.1029/2004JB003293.
4. Dickens, G. R., and M. S. Quinby-Hunt Methane hydrate stability in seawater// Geophys. Res. Lett. 1994. 21. 2115– 2118.
5. Foucher, J.-P., H. Nouze’, and P. Henry Observation and tentative interpretation of a double BSR on the Nankai slope// Mar. Geol. 2002. 187.161–175.
6. Geletti, R., and M. Busetti A double bottom simulating reflector in the western Ross Sea, Antarctica //J. Geophys. Res. 2011.116, B04101. doi: 10.1029/2010JB007864.
7. Hyndman R.D., Davis E.E. A mechanism for the formation of methane hydrate and seafloor bottom simulating reflectors by vertical expulsion // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 7025– 7041.
8. Sloan E.D. Clathrate Hydrates of Natural Gases. N.Y.: Marcel Dekker, 1998. 705 p.

CHANGE OF SEE BOTTOM TEMPERATURE AS A POSSIBLE MECHANISM OF A DOUBLE BSR ORIGIN

Suetnova E.I.

Institute of the Physics of the Earth RAS (IFZ RAS)

A possible mechanism of a double BSR origin under sea floor is discussed with the help of mathematical modeling. The modeling results of temperature change in sediments due to increasing of sea bottom temperature show that such change can be the reason of a double BSR origin under sea floor. Life time of deeper BSR depends on sedimentation condition, which determined fluid advection.

ОЦЕНКА СКОРОСТИ ОХЛАЖДЕНИЯ МЕТАЛЛА ЖЕЛЕЗНОГО МЕТЕОРИТА ЭЛЬГА (IIE)

Теплякова С.Н., Кононкова Н.Н.

Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, ГЕОХИ РАН, elga.meteorite@gmail.com

Оценка скорости охлаждения металла в метеоритах основана на методике, используемой для металлургических сплавов от температур ниже 910 °С. Существует возможность теоретического расчета скорости образования фаз в металле в субсолидусном состоянии. Если другие факторы — валовое содержание Ni, степень переохлаждения до начала выделения камасита (феррита) из тэнита (аустенита) — постоянны, то толщина тэнитовых зон изменяется прямо пропорционально скорости охлаждения, а содержание Ni в центральной части зоны — обратно пропорционально.

Вуд [1] впервые построил кривые, которые связывают толщину тэнитовых пластинок и содержание Ni в их центральных частях с валовым содержанием Ni, скоростью охлаждения и степенью переохлаждения до начала выделения камасита из твердого раствора, и использовал эти данные для расчета скоростей охлаждения октаэдритов. На основе кривых Вуда можно оценить скорость охлаждения железного метеорита, для которого известны содержания Ni вкрест простирания балки, обычно, показывающие М-образные диффузионные профили.

Другой метод основан на отношении измеренного содержания Ni в центре балки камасита к ширине камаситовой балки и валовым составом металла. Эти величины достигаются при определенных скоростях, которые можно рассчитать и представить графически [2]. В мезосидеритах установлены самые медленные скорости охлаждения 0,1 °С на 1 млн. лет [3], [4]. Металл железных метеоритов, которые содержат силикаты и мезосидериты, имеют более сложную кинетику охлаждения из-за присутствия силикатов. Для мезосидеритов характерен эффект «столкновения» балок камасита, при этом минимальная ширина тэнитовых лент обычно менее 20 мкм, что делает невозможным использование методов Вуда и Гольдштейна. В связи с этим для металла мезосидеритов была разработан метод Пауэлла [4], основанный на линейной зависимости между максимальным содержанием Ni в тэните и скоростью охлаждения.

Более точным и современным является метод облачного тэнита [5]. Метод основан на измерении ширины частиц облачного тэнита, образующегося путем спинодального распада ниже 400 °С [5]. Поскольку спинодальный распад является диффузионно-зависимой реакцией, для установления скорости охлаждения металла

необходимо измерить валовое содержание Ni и P в металле и ширину частиц облачного тэнита.

Железный метеорит с силикатными включениями Эльга имеет октаэдритовую структуру, которая характерна для метеоритов, образующихся при крайне медленном охлаждении в субсолидусном состоянии. На основе химического состава фаз и их размера, мы оценили термальную историю и скорость охлаждения метеорита.

Основываясь на содержании Ni и P в металле метеорита Эльга, можно предполагать, что октаэдритовая структура могла сформироваться по одному из механизмов (механизм II), описанному в работах [6]:



От температур ниже 710⁰С из тэнита, по плоскости октаэдра (111) [1] начинает формироваться фосфид и камасит. Рост камасита начинается плоскостью (110) по плоскости (111) исходной фазы – тэнита, который определяет ориентированность [1] кристаллического строения новообразуемой фазы. Медленное охлаждение способствует дальнейшему росту камаситовых балок и накоплению Ni в тэните и формированию Видманштеттеновой структуры.

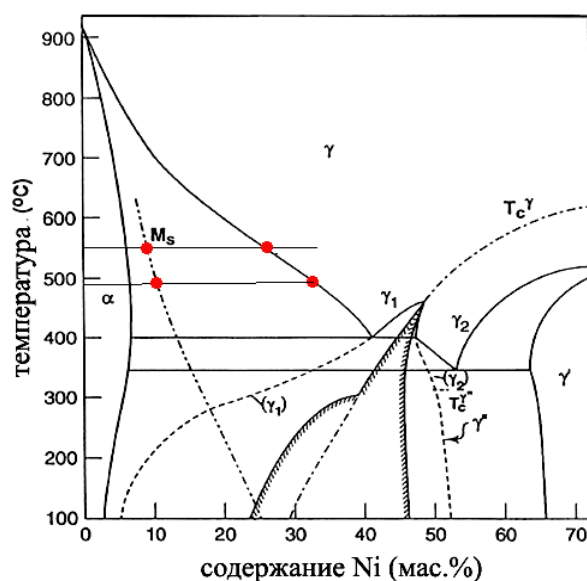


Рис. 1. Бинарная фазовая диаграмма Fe-Ni [6]. Соединенные линией точки соответствуют равновесным парам тэнит-мартенсит из зернистого и «черного» плессита метеорита Эльга.

На границе камасит-тэнит и фосфид-камасит наблюдается градиент содержания по Ni, известный, как эффект Агрелла, что свидетельствует о том, что система претерпела медленное охлаждение ниже 450 °С. Наличие плесситовых областей в октаэдритовом типе металлической матрицы указывает, что часть

тэнитовых областей претерпела мартенситное превращение при более низких температурах. Так, зернистый плессит с концентрациями Ni в тэните (27-32 масс. %) и мартенсите (9-11 мас.%) указывает на равновесие системы при температуре 490-550 °С в соответствии с фазовой диаграммой (рис. 1.). Зернистый плессит образуется по другому механизму $\gamma \rightarrow \alpha_2 \rightarrow \alpha + \gamma$ (механизм IV [6]). Иногда наблюдаются треугольные области так называемого «черного» плессита, состоящего из мартенсита. Этот плессит не распадается на фазы, так как имеет более высокие концентрации Ni и мог образоваться по механизму $\gamma \rightarrow \alpha_2 + \gamma \rightarrow \alpha + \gamma$ (механизм V [6]).

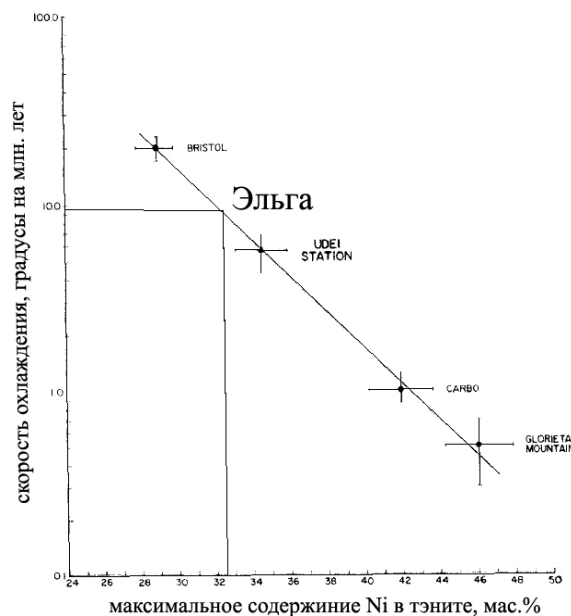


Рис. 2. График зависимости скорости охлаждения метеорита от максимального содержания Ni в тэните из работы [4].

В метеорите Эльга впервые была дана оценка скорости охлаждения металла. Для тэнитовых лент в октаэдрите метеорита Эльги метод Вуда неприменим, потому что ширина тэнитовых лент не превышает 15 мкм. В методе Вуда для расчета тэнитовые ленты должны быть более чем 20 мкм. Метод Гольдштейна [2] также неприменим, так как в октаэдрите Эльга часто балки камасита чередуются с тэнитом, и в этих областях отсутствует плессит. Такой эффект известен в метеоритах с содержанием Ni (менее 10%), при крайне медленном охлаждении происходит длительный рост камаситовых балок и их «столкновение», что способствует вытеснению Ni в тэнит. Вследствие этого процесса скорость роста камаситовой балки по методу Гольдштейна определять неверно, поэтому для определения скорости охлаждения металла метеорита Эльга использовались методы, которые применимы для мезосидеритов [4], [5]. Были предприняты попытки измерить ширину частиц облачного тэнита методом SEM. Однако на данный момент пробоподготовка и разрешение прибора оказались недостаточными,

поэтому, используя метод Пауэлла, [4] в соответствии с диаграммой (рис. 2.), в октаэдрите Эльга определена скорость охлаждения – 10 °С на млн. лет. Сравнительный анализ профилей по распределению Ni показал, что октаэдрит (Of) Trenton с валовым содержанием Ni – 8,34 мас.% наиболее близок метеориту Эльга. Для метеорита Trenton скорости охлаждения определены Вудом [1] - 10 °С/млн. лет. Гольдштейном и Шортом – 2, /млн. лет [4]. На основе двух использованных методик, мы предполагаем, что скорость охлаждения металла метеорита Эльга близка к 10 °С/млн. лет.

Минеральные пары тэнит-мартенсит и тэнит-камасит имеют признаки термодинамического равновесия системы. Для них определены равновесные температуры в диапазоне температур 490 -710 °С и скорости охлаждения 10 °С/млн. лет по методу, разработанному для мезосидеритов [4].

Литература

1. Wood J.A. The Cooling rates and parent bodies of several iron meteorites // *Icarus*. 1964. V. 3. P. 429-459.
2. Goldstein J.I. and Short J.M. The iron meteorites, their thermal history and parent bodies // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1967. V. 31. P. 1733-1770.
3. Hopfe W.D. and Goldstein J.I. The metallographic cooling rate method revised: Application to iron meteorites and mesosiderites // *Meteoritics*. 2001. V. 36. P. 135-154.
4. Powell B. Petrology and chemistry of mesosiderites – I. Textures and composition of nicel-iron // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1969. V.33. P. 789-810.
5. Yang C.W., Williams D.B. and Goldstein J.I. Low-temperature phase decomposition in metal from iron, stony-iron, and stony meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. P. 2943-2956.
6. Yang J., Goldstein J.I. The formation of the Widmanstetten structure in meteorites // *Meteoritics*. 2005. V. 40. P. 239-253.

METALLOGRAPHIC COOLING RATES OF THE ELGA IIE IRON METEORITE

Теплякова С.Н., Кононкова Н.Н.

Vernadsky Institute of geochemistry and analytical chemistry, Russian Academy of Sciences, GEOKHI RAS, elga.meteorite@gmail.com

Cooling rates for various groups of iron meteorites suggest their formation in the cores of differentiated bodies. Silicate-bearing IIE iron meteorites are very rare, unusual and complicated in their chemical composition of metal and cooling rate history. Here we present estimation of cooling rate and thermal history for the Elga IIE iron.

ПРОГРАММНОЕ И ИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ
ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ
ТЕРМОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Трусов Б.Г.

Московский государственный технический университет
им. Н.Э.Баумана, Москва, trusov@bmstu.ru

Фазовые и химические превращения при повышенных температурах, реализуемых во многих, в том числе, в природных и технологических процессах, с высокой степенью достоверности могут быть описаны в приближении термодинамического равновесия. Такая модель позволяет выполнить оценку свойств произвольной системы и состава ее фаз на основании только термодинамических свойств индивидуальных веществ - компонентов равновесного состояния

В соответствии со вторым законом термодинамики равновесное состояние многокомпонентной системы характеризуется максимальным значением ее энтропии. Другими словами, после достижения равновесия устанавливается такой состав фаз, который и будет соответствовать предельно возможному значению энтропии. Эту термодинамическую функцию для многокомпонентных, многофазных смесей можно описать уравнением

$$S = \sum_{i=1}^k \left[S_i^0(T) - R_0 \ln \frac{R_0 T}{v} n_i \right] \cdot n_i + \sum_{l=1}^L S_l^0(T) \cdot n_l$$

где $S_i^0(T)$ - стандартная энтропия i -го компонента газовой фазы при температуре T и давлении, равном 1 физ.атм.; $S_l^0(T)$ - энтропия вещества l в конденсированном состоянии, зависящая только от температуры; n_i, n_l - концентрации компонентов фаз; v - удельный объем всей системы.

Внутреннее химическое равновесие достигается только для закрытых и изолированных систем, Это заставляет отыскивать максимум энтропии при выполнении условий постоянства полной внутренней энергии и неизменности содержания химических элементов системы

$$-U + \sum_{i=1}^{k+L} U_i(T) \cdot n_i = 0,$$

где $U_i = \int_{T_0}^T C_{vi} dT + \Delta H_{fi}^0(T_0)$ - полная внутренняя энергия i -го компонента, которая включает в себя «тепловую» и «химическую» составляющие и отсчитывается от температуры T_0 ($T_0 = 298.15K$)

$$-b_j + \sum_{i=1}^{k+L} a_{ji} n_i = 0, \quad (j = 1, 2, \dots, m),$$

где b_j - число молей j -го элемента в единице массы; a_{ji} - стехиометрические коэффициенты, т.е. количество атомов j -го химического элемента в i -ом веществе.

Таким образом, решая задачу на условный экстремум величины S можно найти концентрации компонентов газовой фазы n_i и содержание в системе возможных конденсированных фаз n_l . Необходимая исходная информация касается задания условий равновесия (значения двух параметров состояния), массового содержания в системе всех химических элементов и термодинамических свойств индивидуальных веществ, ожидаемых в качестве компонентов системы.

Общий характер постановки задачи моделирования позволил создать универсальную программную систему, нацеленную на расчет состава фаз и характеристик равновесного состояния произвольных систем. Такая программа TERRA была создана для функционирования на персональных IBM PC-совместимых компьютерах в среде операционной системы Windows XP/Vista/7.

Исходный состав системы

	Химическая формула вещества	Содержание
1	C	0.5-25
2	Na2CO3	56
3	K2CO3	44
4	V2O5	15
5		

Параметры равновесия

1-й параметр: температура

2-й параметр: давление

T, K: 1773

p, МПа: 0.1

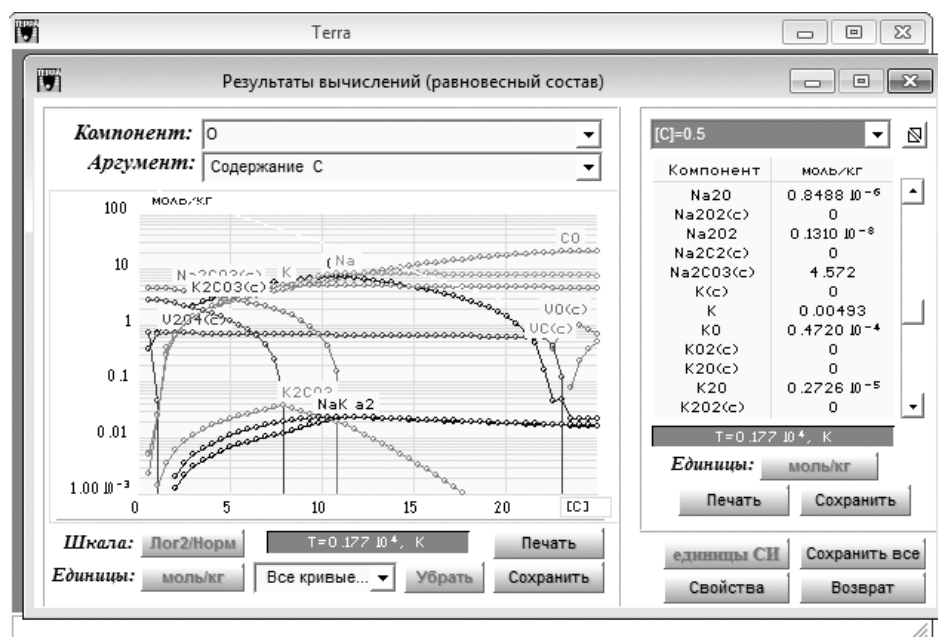
Особые условия

- ☐ Исключить вещества из списка
- ☐ Задать набор инд. веществ
- ☐ Фиксировать концентрации
- ☐ Задать состав конд. растворов
- ☐ Задать инертные вещества
- ☐ Двухкомпонентное топливо
- ☐ Адиабатическое расширение

Программный интерфейс спроектирован таким образом, чтобы максимально упростить описание системы и условий ее существования. Содержание химических элементов может задаваться их массовыми или мольными частями, либо массовыми частями простых веществ, из которых первоначально образуется система. Создана открытая для расширения база данных простых веществ, удобная при описании состава сложных систем,

представляющих многокомпонентные композиции. Условия, при которых требуется найти параметры равновесного состояния, могут быть заданы значениями любой пары параметров из числа следующих шести: давление, температура, удельный объем, энтропия, энтальпия, внутренняя энергия. Благодаря высокой скорости вычислений имеется возможность в пределах одного задания проводить серию расчетов, задавая до ста значений параметра равновесия.

Набор компонентов фаз, рассматриваемый в ходе каждого расчета, определяется содержимым встроенной базы данных термодинамических свойств индивидуальных веществ. Выбираются все соединения, какие только могут быть образованы из химических элементов, входящих в систему. Предусмотрена возможность в ходе исследований корректировать этот набор и по желанию пользователя либо исключать из рассмотрения любые соединения, либо выборочно формировать список веществ, включаемых в расчет.



После завершения всех вычислений, заданных исходными данными, результаты расчета равновесного состава и свойств отображаются на экране в виде графиков и таблиц, могут быть сохранены в файле на диске или напечатаны на принтере. Состав фаз может быть представлен в размерности моль/кг, мольные доли, объемные доли, массовые доли, парциальные давления, объемные концентрации. Рассчитываемые равновесные свойства системы включают в себя термодинамические параметры состояния и транспортные свойства: давление, температура, удельный объем, энтропия, полная энтальпия, полная внутренняя энергия, суммарное число молей системы, замороженная и равновесная

теплоемкость системы, отношение удельных теплоемкостей, изобарический коэффициент объемного расширения; изохорический термический коэффициент давления; изотермическая сжимаемость, газовая постоянная, коэффициент динамической вязкости, коэффициент теплопроводности, число Прандтля, равновесная скорость звука, массовая доля всех конденсированных фаз системы.

Достоверность результатов моделирования с помощью разработанной программной системы зачастую зависит от надежности и полноты набора термодинамических и термохимических свойств индивидуальных веществ, используемых в конкретных расчетах. Для решения этой проблемы создана справочная база данных, содержащая свойства около 3000 соединений в газообразном, конденсированном и ионизированном состоянии.

На основе универсального алгоритма созданы также программы построения двойных и тройных фазовых диаграмм, использующие как модель несмешивающихся конденсированных фаз, так и модель конденсированных растворов.

SOFTWARE AND DATABASE FOR THERMODYNAMIC CALCULATIONS OF THERMOCHEMICAL PROCESSES

Trusov B.G.

Bauman Moscow State Technical University, Moscow,
trusov@bmstu.ru

Using thermodynamic laws and a principle of entropy maximum the model of equilibrium state of multicomponent heterogeneous systems was constructed. The developed universal algorithm allows to calculate phase and a chemical composition of different systems and also their thermodynamic and transport properties. Features of the created software and database for thermodynamic and thermochemical properties of individual substances are described.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ
РУДООБРАЗОВАНИЯ НА РАЗЛИЧНЫХ ЭТАПАХ ДЕФОРМАЦИИ И
ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АНТЕЙ
НА ОСНОВЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПЛАНАРНЫХ СИСТЕМ
ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Устинов С.А., Петров В.А., Полуэктов В.В., Прокофьев В.Ю.

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

Трещины и микротрещины в горных породах можно рассматривать как «открытые» (не заполнены вторичными минералами) и «минерализованные» (заполнены, иногда частично, вторичными минералами или «вторичными» флюидными включениями). Под «вторичными» понимаются такие включения, которые образуются в течение какого-либо процесса, происходившего уже после того, как кристаллизация минерала-хозяина была, по существу, завершена [Roedder, 1984]. Присутствие на микроуровне заполненных или частично заполненных минерализацией трещин свидетельствует о проявлении процессов фильтрации флюидов в геологическом прошлом. Очень часто вдоль этих микротрещин локализуются цепочки флюидных включений (ФВ) с газовой, жидкой и твердой фазами. ФВ образуют системы, получившие в практике структурно-геологических исследований название «планарные системы флюидных включений» (ПСФВ). Благодаря тому, что ориентировка ПСФВ определяется перестройкой поля напряжений-деформаций, становится возможным использование их в качестве структурных маркеров для воссоздания хронологии палеопроницаемости пород, реконструкции геометрии путей миграции флюидов и установления динамики изменения термобарических и физико-химических условий на различных этапах деформации геологических тел [Lespinasse, 1999].

Подобный подход был применен нами на урановом месторождении Антей. Это жильно-штокерное месторождение расположено в Юго-Восточном Забайкалье в пределах Стрельцовской кальдеры, сформированной в процессе позднемезозойской тектономагматической активизации региона. Месторождение локализовано в гранитном фундаменте кальдеры. В период тектономагматической активизации рудообразование в регионе протекало на фоне различных геодинамических обстановок – от регионального сжатия (J_3) до растяжения (K_1).

Необходимым условием для проведения исследований по применяемой методике является отбор ориентированных в пространст-

ве образцов, что позволяет определять различные параметры микроструктур относительно сторон света, рассчитывать азимуты простираения, устанавливать их взаимосвязь с макроструктурами. Образцы отбирались по профилям на гипсометрических уровнях 9-го, 11-го и 13-го горизонтов месторождения на глубинах от поверхности ~550, 670 и 790 м соответственно. После отбора необходимых ориентированных образцов, по ним изготавливались ориентированные прозрачные петрографические и прозрачно-полированные шлифы.

Хронология развития ПСФВ и их пространственные параметры могут устанавливаться либо с помощью классического микроструктурного анализа [Лукин и др., 1965], либо с применением оригинальной методики микроструктурного картирования [Устинов, Петров, 2011]. Она заключается в картировании и изучении закономерностей распределения линейных объектов на площади шлифа по двумерным и трехмерным цифровым изображениям, полученным с помощью оптического микроскопа, оборудованного цифровой камерой и компьютера, снабженного оригинальным, разработанным нами, программным обеспечением.

Итак, применение микроструктурного анализа ПСФВ позволило в пространственно-временном контексте реконструировать направления и условия движения палеопотоков флюидов, выявить различные системы микротрещин, выполненных флюидными включениями и отвечающих различным этапам изменения характера напряженно-деформированного состояния пород.

Состав и свойства ФВ определяются физико-химическими процессами в системе «флюид – порода». Эти параметры выявлялись с помощью микротермометрических измерений, что позволяет установить температуру и соленость. Таким образом, реконструируется хронология событий, обусловленных изменением физико-химических условий в контексте перестройки поля напряжений и смены деформационных режимов. С использованием микротермометрических данных по пузырькам флюидных включений, была построена диаграмма, отражающая температуру гомогенизации, соленость, а также ориентировку микротрещины, к которой данное флюидное включение относится. На основе группировки микротрещин определенной ориентировки, а также микротрещин, образовавшихся в близких температурных условиях, были выявлены четыре кластера.

Микротрещины первого кластера имеют субширотную (BCB-ЗЮЗ) ориентировку, а соответственно ось максимального сжатия имеет тоже субширотную ориентировку. Это микротрещины, образовавшиеся вначале гидротермального процесса и, соответственно, захватившие флюидные включения, имеющие самую высокую тем-

пературу гомогенизации (350-320°C). Данный кластер по температуре соответствует развитию дорудных высокотемпературных калишпатит-альбититов.

Второй кластер включает в себя микротрещины СЗ-ЮВ простирания. Температуры гомогенизации флюидов, захваченных данными генерациями микротрещин варьируют от 280°C до 240°C. Ось максимального сжатия имела ориентировку СЗ-ЮВ.

В третий кластер входят микротрещины СВ-ЮЗ простирания. Температуры гомогенизации флюидных включений, относящихся к данной системе, 260-200°C.

Совокупный интервал температур второго и третьего кластера соответствуют температурам протекания метасоматического процесса – гидрослюдизации (250-200°C).

К четвертому кластеру относятся три различных генерации микротрещин. Это микротрещины СЗ-ЮВ, ССВ-ЮЮЗ и ВСВ-ЗСЗ простирания. Все они «захватили» флюидные включения, имеющие температуру гомогенизации в интервале от 220°C до 160°C.

При этом значения солёности закономерно уменьшаются от первого до третьего кластера по мере уменьшения температуры к завершающей стадии гидротермального процесса. Но перед образованием четвертого кластера, значения солёности флюидов, поступающих в микротрещины, опять увеличиваются. Это может свидетельствовать о том, что в микротрещины последнего выявленного кластера начинает поступать новая порция флюидов, отличная по физико-химическим параметрам от предыдущей.

Проделанная работа наталкивает на следующие выводы:

1) Изучение ориентировки планарных систем флюидных включений в контексте изменения тектонического поля напряжений во времени с пространственной привязкой анализируемых образцов, позволяет выявлять различные генерации систем вторичных флюидных включений, свидетельствующих о неоднородности поля напряжений-деформаций, реконструировать направления и условия движения палеопотоков флюидов в пространственно-временном контексте, восстанавливать направления осей главных напряжений.

2) Сочетание методов структурной геологии и термобарогеохимии с привлечением данных по геодинاميке и разрывной тектонике позволяет определить вариации термобарических и физико-химических условий рудообразования на различных этапах деформации геологических тел.

3) Гидротермальный процесс на месторождении Антей протекал в крайне неоднородном поле напряжений-деформаций, о чем свидетельствует большое количество разновозрастных систем микротрещин, выполненных вторичными флюидными включениями с раз-

личным составом и свойствами, отражающих различные этапы поступления флюидов в микротрещинное пространство.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-00504_а).

Литература

1. Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарев И.П. Микроструктурный анализ. М.: Наука, 1965.
2. Устинов С.А., Петров В.А. Метод картирования и определения фильтрационных параметров систем микротрещин в горных породах на основе применения ГИС-технологий // Сб. тезисов II Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов. СПб: ВСЕГЕИ, 2011. С. 40-45.
3. Lespinasse M. Are fluid inclusion planes useful in structural geology? // J. Struct. Geol. 1999. N 21. P. 1237-1243.
4. Roedder E. Fluid Inclusions // Reviews in Mineralogy. 1984. N 12. 644p.

DEFINITION OF PHYSICAL AND CHEMICAL CONDITIONS OF ORE FORMING PROCESS AT VARIOUS DEFORMATION STAGES OF GRANITOIDS OF THE ANTEI DEPOSIT ON THE BASIS OF USE OF FLUID INCLUSION PLANES

Ustinov S. A., Petrov V. A., Poluektov V. V., Prokofiev V. Yu.

Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry (IGEM) RAS, Moscow,

stevesa@mail.ru

Using microstructural analysis for mapping and studying microdiscontinuities in thin oriented sections it is possible to allocate various types and systems of microcracks, filled with secondary fluid inclusions. There is relation between orientation of fluid inclusion planes (FIPs) and paleo-stress field, that allows to reconstruct paleofluid pathways and fluid migration events at the hydrothermal deposits. Also using microthermometry and Raman spectroscopy of fluid inclusions as components of FIPs becomes possible to determine physical and chemical conditions of ore forming process at various deformation stages of geological bodies. As the example the Antei uranium deposit in Eastern Transbaikalia is shown.

СТРАТИФОРМНАЯ МЕДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ТИПА МАНТО В
МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АББАС АБАД ИСЛАМСКАЯ РЕСПУБЛИКА ИРАН,
БЛИЖНИЙ ВОСТОК

¹Хейдари М., ¹Манижои М., ²Романько А., ³Прокофьев В., ⁴Каземи
Мехрния А.

¹Факультет геологии, Университет Бу Али Сина, Хамадан, Иран
me.heidari@basu.ac.ir;

²Геологический институт (ГИН) РАН, Москва

³Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва,

⁴Компания Парси Кан Кав, Тегеран, Иран

На основании полевых, петрогеохимических, минералогических и др. исследований месторождения и проявления медной провинции Аббас Абад, Исламская Республика Иран, Ближний Восток, трактуются как стратиформные типа Манто.

MANTO-TYPE COPPER MINERALIZATION IN THE ABBAS ABAD
DEPOSITS, CENTRAL IRAN, MIDDLE EAST

¹Heidari M., ¹Maanijou M., ²Romanko A., ³Prokofiev V., ⁴Kazemi Mehrnia A.

¹Department of Geology, Bu-Ali Sina University, Hamadan, Iran,
me.heidari@basu.ac.ir;

²Geological Institute RAS, Moscow, Russia

³Institute of Geology of Ore Deposits RAS, Moscow, Russia

⁴Parsi Kan Kav Company, Tehran, Iran

Abbas Abad area is located in northeastern Iran in geographical sense, between Shahroud and Sabzevar. It is a part of Central Iran in geological sense, bordered by Miami and Doruneh faults. There are several abandoned copper mines near Abbas Abad village including Damanjala, Madan Bozorg, Asiadv, Lab-e-Kal and Choghondar Sar ones. Copper mineralization occurred in Eocene volcanic mainly from trachyandesites to trachybasalts with porphyry or mega-porphyry texture. The main minerals in these rocks are plagioclase - labradorite and pyroxene - augite that based on XRD analysis. Most of the rocks in study area have undergone alteration which secondary minerals such as carbonate minerals, chlorite, zeolite, sericite, epidote and less iddingsite are produced. The shallow depth of lava emplacement is indicated by abundance of amygdulites infilled by chalcedony and zeolites at its top. Ore minerals in Abbas Abad copper deposits are: chalcocite (Cu_2S), bornite (Cu_5FeS_4), and digenite (Cu_9S_5), lesser - chalcopyrite and pyrite. Copper mineralization at these deposits is divided in two stages: 1. primary hydrothermal stage and 2. supergene alteration one. Ore minerals in 1 stage are: chalcocite, digenite, bornite, chalcopyrite, and also pyrite. Minerals of 2 supergene stage are: covellite (CuS), malachite and, in less proportion, azurite. Main ore mineral in whole Abbas Abad Coppermine area is chalcocite which contains small inclusions of bornite. Calcite is the most abundant gangue mineral and occurs filling the porosity of host rock associated with copper sulfides, Sulfides occurs as impregnation along cooling joints in the host porphyry andesite and surround amygdalites and vesicles fill with calcite, chalcedony, chlorite and zeolites. Based on field observations, petrography, petrology, geochemistry, and ore microscopy we suggest Abbas Abad copper deposits as Manto-type stratabound copper ones.

СОСТАВ И МИКРОСТРУКТУРА КОСМИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ ИЗ АСТРОБЛЕМЫ ЦЭНХЭР

¹**Цельмович В.А.,** ²**Салтыковский А.Я.**

¹ГО «Борок» ИФЗ РАН, п.Борок, Ярославская область, tselm@mail.ru

²Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, saltyk_borok@mail.ru

Астроблема Цэнхэр, находящаяся в юго-западной части Монголии, рассматривается в качестве импактного ударного кратера и занесена в Международную базу данных (SEIS). [Bayaraa T. et al. 2011]. Полевой материал, собранный и представленный Т. Bayaraa, был изучен в ГО «Борок» ИФЗ РАН на микрозонде “Tescan Vega II” с энергодисперсионным спектрометром Inca Oxford Instruments с целью выделения частиц космического и земного происхождения. Образцы готовились по специальной методике, позволяющей выделять магнитные частицы и частицы металлов. В ходе анализа были диагностированы такие самородные элементы как Fe, Ni, Cu, Bi, W, Sn, Al, Zn. Частицы чистого Ni с различной морфологией приведены на рис.1(а, б, в). Находки чистого Ni крайне редки, Ni обычно относят к космическому веществу. Найдены интерметаллиды: рис.2а - FeCoNiAl, рис.2б - FeNi - камасит, рис. 2в - CrNiAl, рис.2г – FeCrNiAl, рис.2д – FeNiCu, рис.2е – FeNiFeNiCr, а также FeCr, FeCrNi, FeCrNiCu, алюминиды Fe и Cu и др. Сильная восстановленность космического вещества проявляется обычно вхождением в состав метеоритов и лунных пород металлической фазы, в которой устанавливаются в самородном состоянии другие элементы, не встречающиеся в режиме минералообразования в земной коре в самородном состоянии [Маракушев, 1992]. Особый интерес представляет частица на рис.2е, образованная предположительно в результате механического соединения частиц чистых металлов Fe и Ni и сплава FeCrNi и последующего термического воздействия.

Очень близкий набор минералов и интерметаллидов фиксируется в горных породах, локализованных в районах, обусловленных импактным событием. Одним из таких примеров являются минералы, изученные в Гамсе (Восточная Австрия), Стевенс Клинт (Дания) и др. [Грачёв et al, 2008] при исследовании границы мела и палеогена.

Микрозондовый анализ магнитных частиц различной морфологии и состава показал наличие частиц магнетита с размером от 1 мкм до 40 мкм в виде микросфер («космических шариков»), а также магнетитов со следами плавления. В ряде случаев в металлических микросферах и магнитных микрочастицах наблюдаются следы ударного воздействия с образованием новых минералов.

Проведенные исследования позволили выделить частицы космического происхождения, в частности, минерал шрейберзит $(\text{FeNi})_3\text{P}$ (рис.3 а, б, в). Этот факт является одним из убедительных индикаторов метеоритного удара. Обнаруженные на поверхности шрейберзита треки являются следами космического воздействия высокоскоростных металлических микрочастиц. Следы плавления, вызванные ударным воздействием, хорошо видны на магнетите в виде плёнок самородного железа (рис.3). Такие новообразования в виде пленок, наплавленных на магнетит, могут формироваться только при очень высоких температурах ($1500-1600^\circ\text{C}$), возникающих во время импакта. Часто магнетит встречается в виде характерных космических шариков (фрагмент шарика - на рис.1в). Найдены частицы самородных металлов, образование которых требует сильновосстановительных условий, реализуемых, в т.ч., в космических условиях: W; частицы Bi, лежащие на пластинке Al и отдельно; Zn; Cr; интерметаллида CuZn; наноразмерных шариков Cu.

Следует особо отметить находки углеродистые микросферул, расположенных как отдельно, так и на поверхности других частиц – магнетита, железа, кремнийорганических частиц в углеродистой матрице. Такие объекты неоднократно обнаруживались В.Цельмовичем при анализе коллекции из 40 метеоритов и могут иметь космическое происхождение.

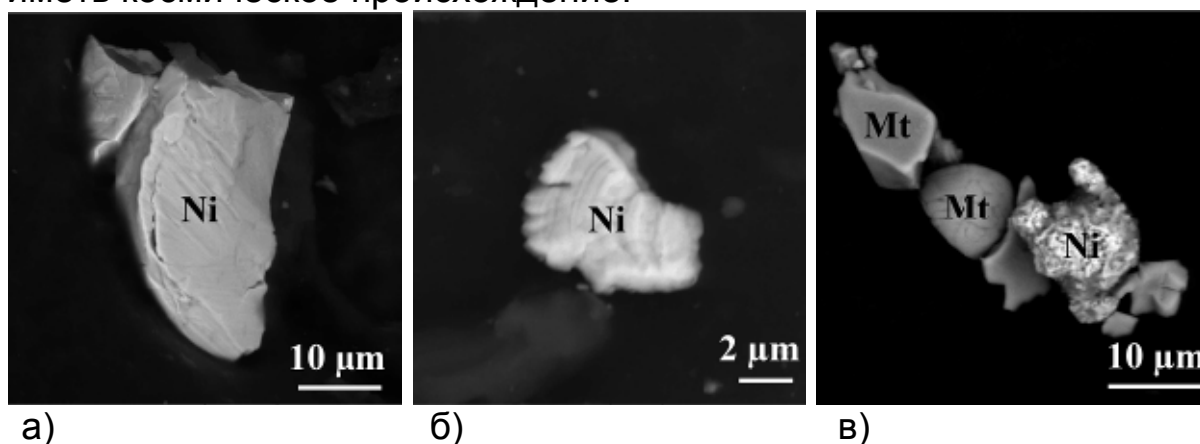


Рис.1. Морфология частиц чистого самородного Ni: а) массивная изометрическая частица; б) пластинка; в) губчатый Ni, слева от него обломок магнетитового космического шарика и обломочный магнетит

Вывод: в образцах из астроблемы Цэнхэр обнаружены минералы космического происхождения, большой набор самородных металлов и минеральные структуры, которые могли возникнуть либо в космосе (шрейберзит с треками, агломерат с механическим соединением частиц Fe, Ni, FeCrNi), либо при импакте (Fe, наплавленное на Mt,

капли Fe в мусковите). Эти находки свидетельствуют в пользу импактного происхождения кольцевой структуры Цэнхэр.

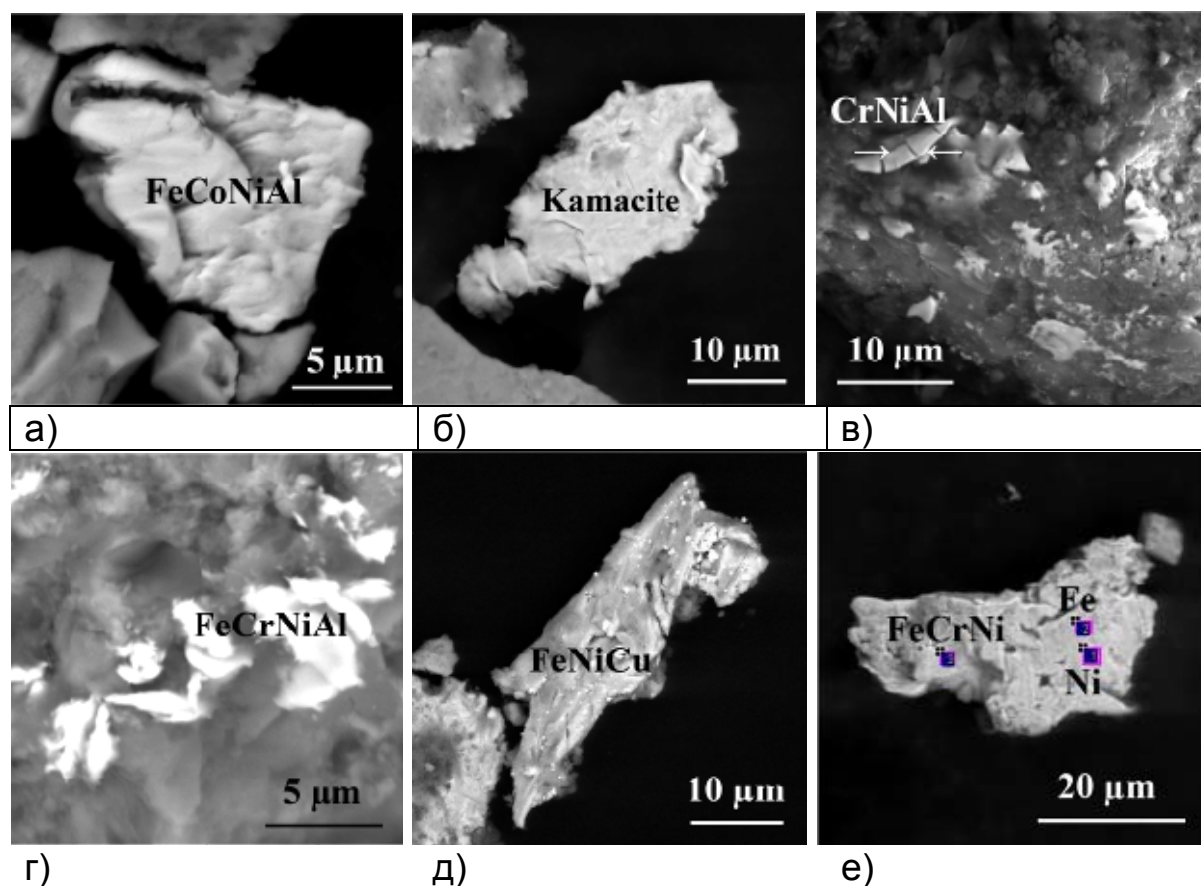


Рис.2. Интерметаллиды, содержащие Ni: а) FeCoNiAl; б) FeNi – камасит; в) CrNiAl; г) FeCrNi; д) FeNiCu; е) микрочастица – сросток чистого Fe (верхняя правая часть), чистого Ni (нижняя правая часть) и FeCrNi, образованный предположительно в результате механического соединения частиц Fe, Ni, FeCrNi и последующего термического воздействия.

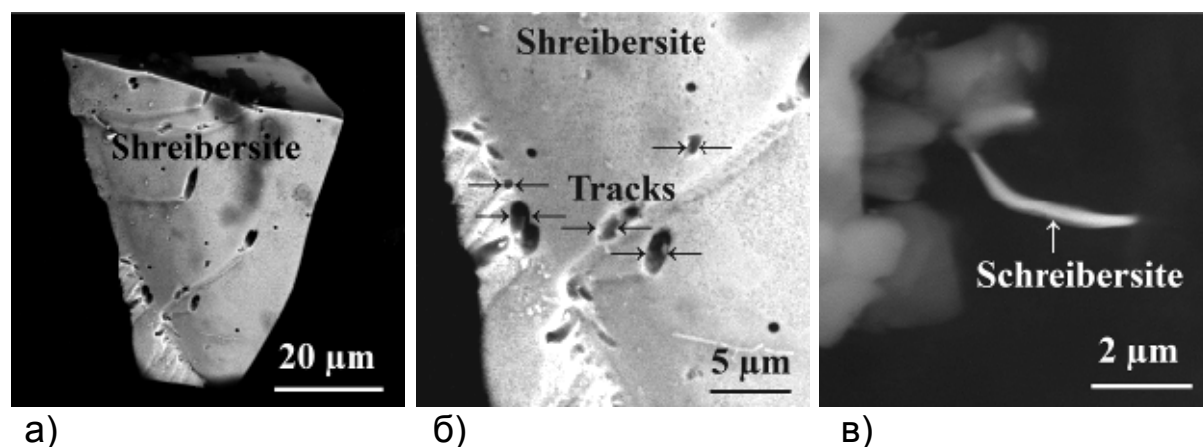


Рис.3. Частицы шрейберзита: а) общий вид, б) увеличенный фрагмент с отмеченными треками, в) полоска шрейберзита 0.3x4 мкм.

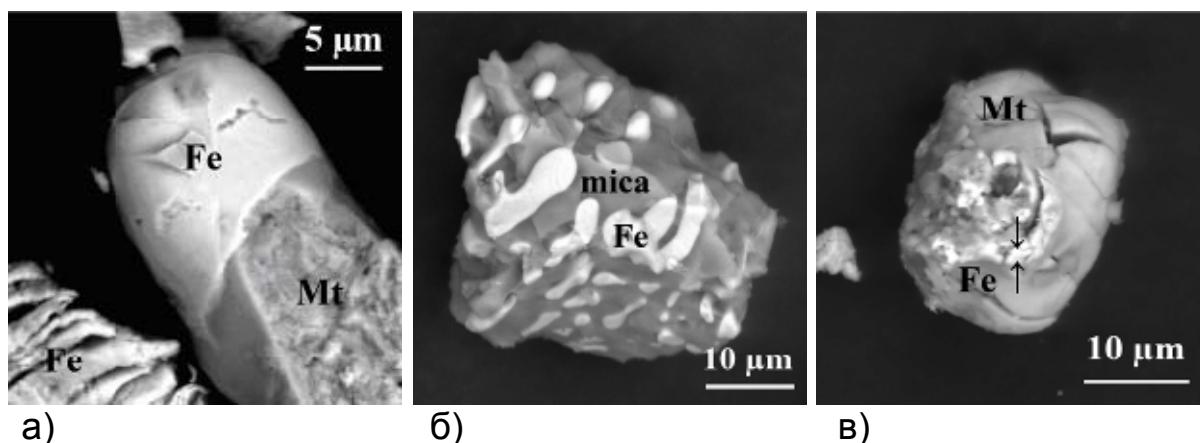


Рис.4. Частицы с микроструктурой, в которой видны высокотемпературные процессы: а) Fe (сверху), наплавленное на Mt; б) капли Fe (ориентированные) в мусковите; в) оплавленный Mt (серое) с тонкими пленками (светлое) наплавленного на него Fe.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 10-05-00117а

Литература

1. Bayaraa T., Nikitin A.N., Tselmovich V.A., Saltykovsky A.Ya., Ormö J, Ivankina T.I., Komatsu G, Ormö G. Complex analyses of the impact origin of Tsenkher structure (Mongolia) // Stress and Texture Investigations by Means of Neutron Diffraction: Book of Abstracts of the Int. Conference (Dubna, June 6-9, 2011). Dubna: JINR, 2011. p.41-42
2. Грачев А. Ф., Корчагин О. А., Цельмович В. А., Коллманн Х. А. Космическая пыль и микрометеориты в переходном слое глин на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (В. Альпы): морфология и химический состав // Физика Земли. 2008. №7. С. 42-57.
3. Космическая петрология. Под ред. А. А. Маракушева. - М.: Изд-во МГУ, 1992.

COMPOSITION AND MICROSTRUCTURE OF COSMOC MINERALS FROM TSENKHER STRUCTURE

¹Tselmovich V.A., ²Saltykovsky A.Ya.

¹Geophysical Observatory "Borok" IPE RAS, tselm@mail.ru

²Institute of Physics of the Earth RAS, saltyk_borok@mail.ru

We studied samples from the structure Tsenkher (Mongolia). It found minerals of cosmic origin. Were found native metals and mineral structure, which may have occurred or in space, or by impact. These findings argue in favor of impact origin Tsenkher structure.

МИКРОСТРУКТУРА И СОСТАВ МИКРОЧАСТИЦ - ВОЗМОЖНЫХ СЛЕДОВ ТУНГУССКОГО МЕТЕОРИТА

Цельмович В.А.

Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН, tselm@mail.ru

Ключевым звеном в изучении природы Тунгусского метеорита является вопрос о том, каким был его материальный (элементный и изотопный) состав. Начиная с экспедиций Л.А. Кулика, поисками вещества Тунгусского метеорита было занято несколько поколений исследователей. Однако сегодня можно утверждать, что космическое вещество, которое можно было бы гарантированно отождествить с веществом Тунгусского метеорита, пока не найдено. Вещество гипотетического Тунгусского метеорита не было найдено в сколь-нибудь значительном количестве; хотя были обнаружены микроскопические силикатные и магнетитовые шарики, а также повышенное содержание некоторых элементов, указывающее на возможное космическое происхождение вещества. Так, итальянскими исследователями анализировались частицы, найденных в смоле 1908 г.[Longo, 1994], были найдены их отличия от частиц более ранних и более поздних.

Автором при помощи рентгеноспектрального микроанализатора “Tescan Vega II” с приставками для энергодисперсионного анализа и катодолюминесценции (КЛ) была изучена веточка, найденная Е.В.Дмитриевым на северных островах Южного болота. Исходя из предположения, что частицы метеорного вещества внедрились при взрыве в древесину, частицы отбирались из поверхностного слоя веточки. Анализировался химический состав микрочастиц при помощи энергодисперсионного спектрометра Drycool Oxford Instruments, затем проводилось КЛ исследование светящихся частиц на спектрометре Mono CL3. Аналогичная методика была ранее применена при изучении образцов с границы К/Т [Grachev, 2009; Корчагин, 2011].

В результате были обнаружены частицы минералов, которые могут иметь как космическое, так и терригенное происхождение. К космическим можно отнести находки зерен, которые могли сформироваться при сильно восстановительных условиях. К ним относятся частицы: самородного Sn (рис.1), Zn (рис.2, рис.6), W (рис.3), Cr (рис.4), Ni, Al, Fe (рис.5). Возможно присутствие карбидов металлов. Среди этих находок особо выделяются частицы алмаза (рис.8) и муассанита (рис.3, рис.6). Эти находки являются лучшими маркерами импактного события. Схожие находки были сделаны при изучении границы К/Т. Высокоуглеродистые сфероиды приведены на рис.7. Аналогичные сфероиды были обнаружены ранее в

пограничных отложениях перми-триаса в Недуброво. Мелкие частицы алмаза (3х3 мкм) и муассанита (2х3 мкм) были найдены благодаря использованию КЛ спектрометра. Обзорная КЛ картинка приведена на рис.9. Спектры КЛ алмаза и муассанита приведены на рис. 10, 11. Найденное зерно алмаза находится на одной из граней титаномагнетита теллурического происхождения. По-видимому, в процессе ударно-термического воздействия при падении Тунгусского метеорита произошло эпитаксиальное наращивание алмаза на грань титаномагнетита. Схожее явление – нарастание космического вещества на земное при импакте – ранее наблюдалось автором при изучении астроблемы Цэнхэр (Монголия). Там было обнаружено наплавление самородного железа на частицу магнетита.

К теллурическим минералам можно отнести находки частиц магнетита, титаномагнетита, сульфидов железа, пироксенов, мусковита, амфиболов, кварца, алюмосиликатов различного состава. Происхождение оливина и сульфидов железа может двойственным. Отдельно следует отметить находки органического вещества, идентификация которого микрозондовым методом затруднена или невозможна. Так, зерна самородного Al и W находятся на углеродных частицах, содержащих Al и W в виде примеси, а скорее всего – в виде наночастиц, размер которых значительно меньше физических возможностей рентгеноспектрального метода.

Вывод. Набор минералов космического происхождения позволяет отнести находку Е.В.Дмитриева к 1908 г., к падению Тунгусского метеорита. Очевидна целесообразность продолжения исследований по разработанной автором методике как древесины катастрофического периода, так и других объектов, на предмет обнаружения микроминералов – маркёров космического вещества.

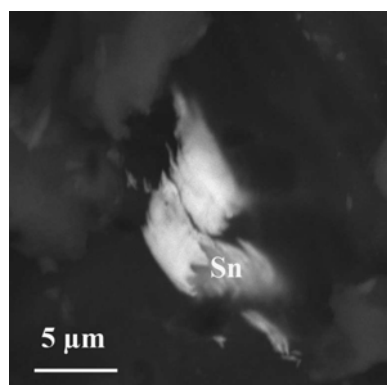


Рис.1. Частица самородного Sn

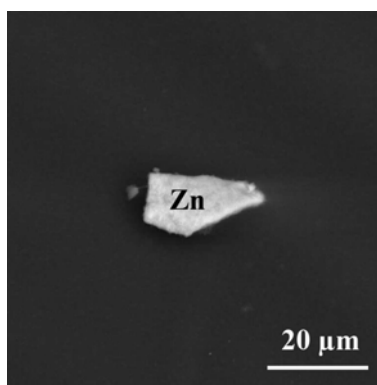


Рис.2. Частица самородного Zn

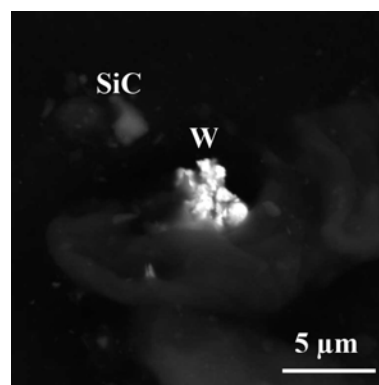


Рис.3. Частицы самородного W и муассанита SiC

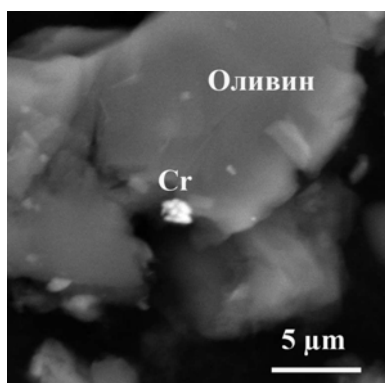


Рис.4. Частица самородного Cr на оливине

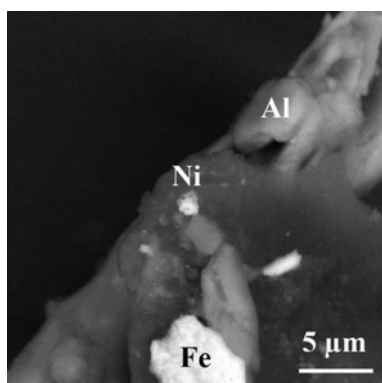


Рис.5. Частицы самородного Ni, Al, Fe

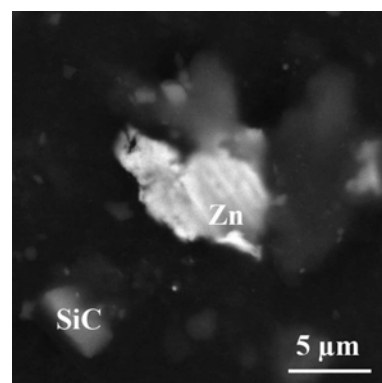


Рис.6. Частицы самородного W и муассанита SiC

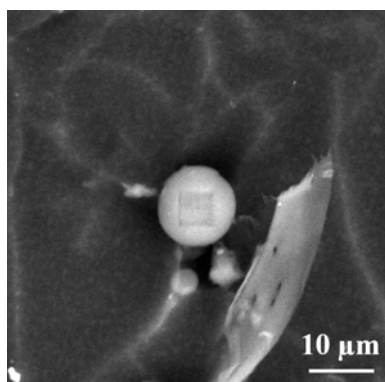


Рис.7. Органические микросферы

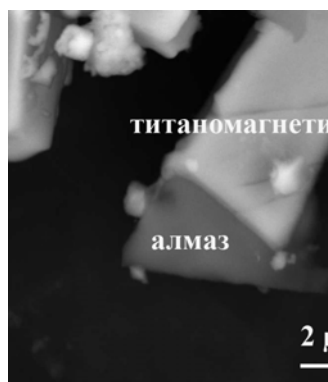


Рис.8. Алмаз на титаномагнетите Тм

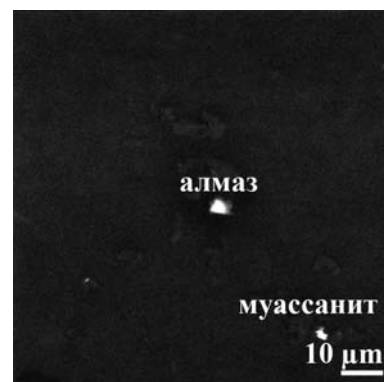


Рис.9. КЛ свечение алмаза и муассанита

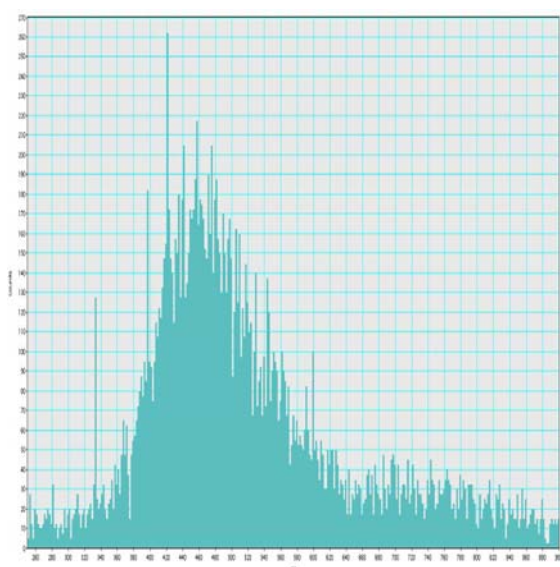


Рис.10. КЛ спектр зерна алмаза.

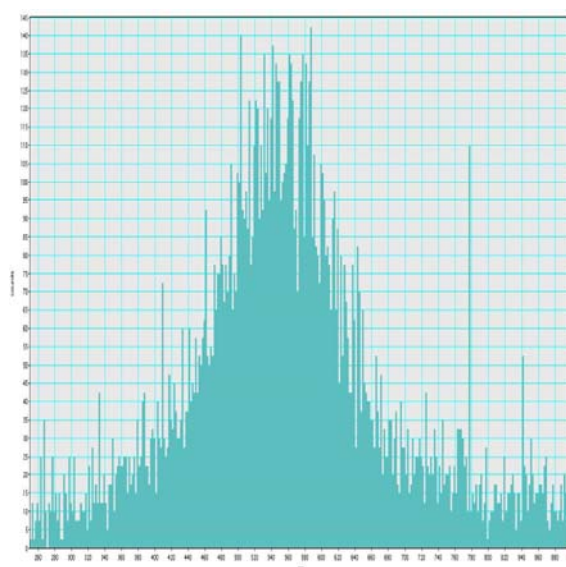


Рис.11. КЛ спектр муассанита.

Литература

1. Longo C, Serra B., Cecchini S., Galli M. Search for Microremnants of the Tunguska Cosmic Body // Planetary and Space Science. 1994. V.42. № 2. P. 163-177;
2. Grachev A. F., Ed. (2009), The K/T Boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the Nature of Terminal Cretaceous Mass Extinction., doi:10.2205/2009-GAMSbook. (Print companion published by the Geological Survey of Austria, Abhandlungen, 63, 2009, 199pp.)
3. Корчагин О. А., Цельмович В. А.. Космические частицы (микрометеориты) и наносферы из пограничного слоя глины между мелом и палеогеном (К/Т) разреза Стевенс Клинт, Дания // ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК, 2011, том 437, № 4, с. 520–525.

MICROSTRUCTURE AND COMPOSITION OF MICROPARTICLES FROM THE TUNGUSKA METEORITE

Tselmovich V.A.

Geophysical Observatory "Borok" IPE RAS, tselm@mail.ru

We studied minerals space and terrestrial origin, infiltrated into the surface layers of the tree with branches of the fall of the Tunguska meteorite. Were found particles of different native metals. Using cathodoluminescence detected particles of diamond and moissanite. Developed a method for diagnosis of cosmic particles, which can be used on the new samples from the scene of the Tunguska meteorite.

ВЛИЯНИЕ CO_2 НА РАСТВОРИМОСТЬ ВОДНЫХ Cl-СОДЕРЖАЩИХ ФЛЮИДОВ В ФОНОЛИТОВОМ РАСПЛАВЕ ПЕРВЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Чевычелов В.Ю.

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

Отделение летучих компонентов от магматического расплава, обыкновенно связанное с падением давления и кристаллизацией расплава, сопутствует подъему магмы из глубин земной коры и магматическим извержениям и может являться движущей силой этих процессов. В этой связи CO_2 , образующаяся при ассимиляции расплавом карбонатных пород, может оказывать значительное воздействие на изменение общей растворимости других летучих в магме [Dallai et al., 2011]. В настоящее время эти процессы слабо изучены, особенно для щелочных K-богатых расплавов [Behrens H. et al., 2009].

Экспериментально исследована растворимость $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2\text{-Cl}$ -содержащих флюидов различной концентрации в синтетическом аналоге фонолитового расплава вулкана Везувий (в мас.%, $\sim 58\text{SiO}_2$, $\sim 0.2\text{TiO}_2$, $\sim 22\text{Al}_2\text{O}_3$, $\sim 1.5\text{FeO}$, $\sim 0.1\text{MnO}$, $\sim 0.2\text{MgO}$, $\sim 2.6\text{CaO}$, $\sim 5.2\text{Na}_2\text{O}$, $\sim 9.3\text{K}_2\text{O}$) при $T=1000^\circ\text{C}$, $P=200\text{ MPa}$ и $\log f_{\text{O}_2} \sim (\text{Ni-NiO})+3.5$. Хлор исходно вводили в виде водных растворов HCl различной концентрации, а CO_2 - в виде щавелевой кислоты $\text{H}_2\text{C}_2\text{O}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$. В Pt ампулу загружали ~ 5 мг водного раствора, ~ 1.3 мг щавелевой кислоты и ~ 50 мг порошка фонолитового стекла. Эксперименты проводили в сосудах высокого газового давления с внутренним нагревом.

После опыта содержание газообразного CO_2 в ампуле определяли методом потери веса (ампулу замораживали в жидком азоте, прокалывали иглой и ждали ее нагрева до комнатной температуры). Подобным образом определяли содержание $\text{H}_2\text{O}-\text{Cl}$ компонентов в растворе (проколотую иглой ампулу 3 мин. нагревали при 110°C). Состав стекла и содержание в нем Cl определяли методом локального рентгеноспектрального анализа. В алюмосиликатном стекле видимой раскристаллизации не обнаружено. К сожалению, содержание CO_2 в стекле пока не определено. Содержание H_2O в стекле определяли с помощью методов KFT, «by-difference» и учета баланса масс. Молярные доли H_2O , CO_2 и Cl во флюиде, используя полученные данные, рассчитывали с учетом баланса масс (табл. 1).

Наши эксперименты были проведены при относительно низком содержании CO_2 в условиях, приближающихся к водонасыщенным

для фонолитового расплава. При более низком содержании H_2O и недосыщенных водным флюидом расплавах растворимость CO_2 в фазах системы и влияние CO_2 на поведение других летучих компонентов может существенно возрасти [Botcharnikov et al., 2006; 2007].

Таблица 1. Условия экспериментов при $T=1000^\circ C$, $P=200$ МПа и содержания летучих компонентов в расплаве и флюиде после опыта

№ опыта	Длит., час.	HCl исх., мас. %	CO_2 исх., мг	n^1	Cl в распл., мас. %	H_2O в распл., мас. %	A/CNK в р-пл., мас. %	$X_{H_2O}^{fl\ 2}$	$X_{CO_2}^{fl}$	X_{Cl}^{fl}
PR-72 ³	120	-	-	4	-	6.0	0.88	1.00	-	-
PG-72 ³	144	-	-	10	-	6.1	0.92	1.00	-	-
PR-70 ³	120	3.7	-	7	0.28	6.0	0.88	0.985	-	0.015
PG-77 ³	144	3.9	-	10	0.36	6.05	0.91	0.993	-	0.007
PR-66 ³	120	11.1	-	10	0.42	6.0	0.92	0.919	-	0.081
PG-73 ³	144	11.2	-	10	0.44	5.95	0.96	0.912	-	0.088
PR-60 ³	120	23.9	-	11	0.45	6.0	1.03	0.765	-	0.235
CIC-1	120	-	0.90	2	-	5.2	0.88	0.847	0.153	-
CIC-2	120	3.7	0.87	5	0.26	5.05	0.90	0.857	0.139	0.004
CIC-3	120	4.0	0.92	6	0.28	5.15	0.90	0.852	0.142	0.006
CIC-4	120	10.0	0.90	5	0.51	5.2	0.89	0.786	0.142	0.072
CIC-5	120	11.0	0.97	7	0.48	5.35	0.91	0.790	0.140	0.070
CIC-6	120	11.3	1.00	5	0.50	5.25	0.89	0.784	0.141	0.075
CIC-7	120	23.1	0.72	5	0.57	5.2	0.95	0.665	0.194	0.141
CIC-8	120	24.0	0.87	5	0.60	5.1	0.94	0.661	0.192	0.147
CIC-9	120	24.1	0.90	4	0.55	5.25	0.97	0.639	0.201	0.160

¹ число микрозондовых анализов; ² мольные доли H_2O , CO_2 и Cl во флюиде; ³ по данным работы [Chevychelov et al., 2008].

Полученные результаты сопоставлены с данными аналогичных экспериментов в системе без CO_2 . При малом количестве Cl в системе, CO_2 не оказывает влияния на содержание Cl в расплаве, однако при мольной доле Cl во флюиде > 0.05 содержания Cl в расплаве в системе с CO_2 заметно выше, чем в системе без CO_2 (рис. 1). Можно предполагать, что в присутствии CO_2 возрастает активность Cl во флюиде, что вызывает увеличение содержания Cl в расплаве.

Добавление CO_2 в систему оказывает заметное влияние на содержание H_2O в фонолитовом расплаве (рис. 2), которое уменьшается на $\sim 0.8-1.0$ мас.%. Этот эффект объясняется разбавлением флюида углекислым газом, в результате которого мольная доля (табл. 1) и фугитивность H_2O во флюиде уменьшаются.

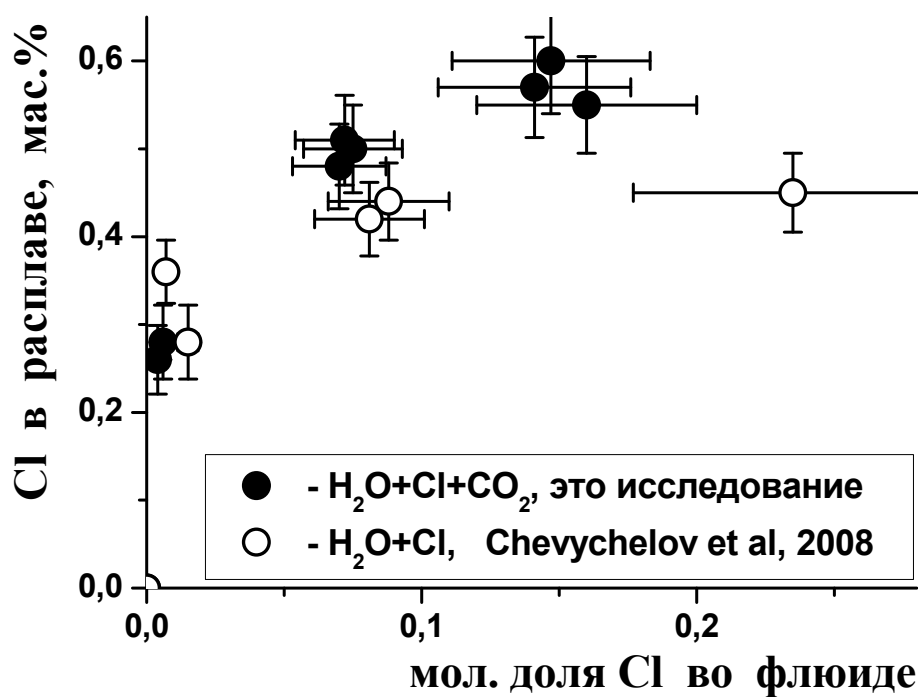


Рис. 1. Зависимость содержания Cl в фonoлитовом расплаве от общего содержания Cl в сосуществующем флюиде. Влияние добавления CO₂.

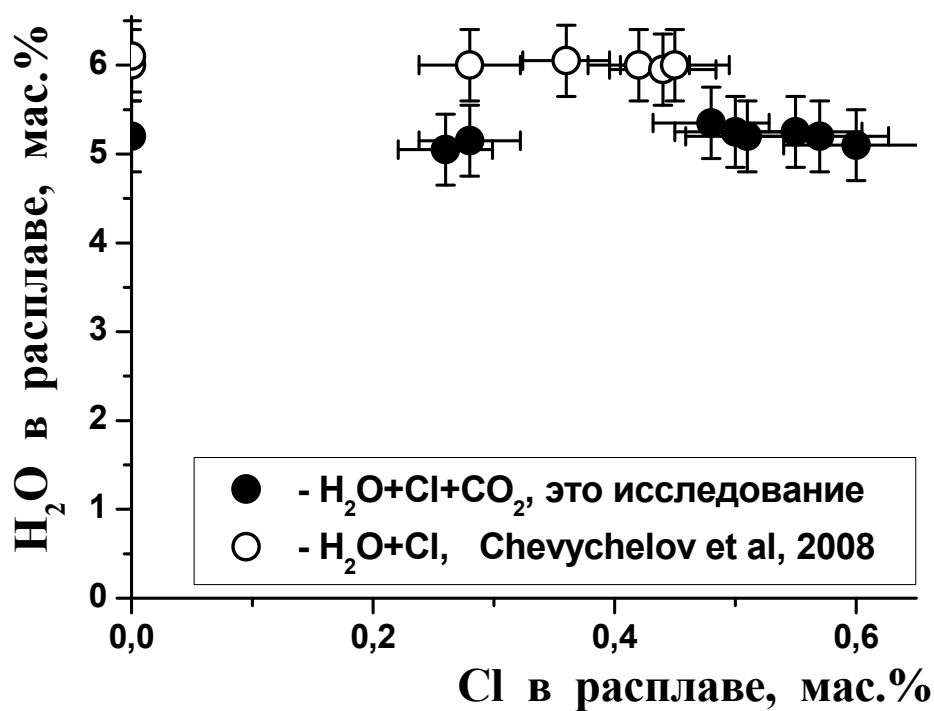


Рис. 2. Содержания H₂O и Cl в фonoлитовом расплаве как в CO₂-содержащей системе, так и в системе без CO₂.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 11-05-00991-а.

Литература

1. Behrens H., Misiti V., Freda C., Vetere F., Botcharnikov R.E., Scarlato P. Solubility of H₂O and CO₂ in ultrapotassic melts at 1200 and 1250°C and pressure from 50 to 500 MPa // *Am. Mineral.* **2009**. V. 94. P.105-120.
2. Botcharnikov R.E., Behrens H., Holtz F. Solubility and speciation of C-O-H fluids in andesitic melt at $T=1100-1300^{\circ}\text{C}$ and $P=200$ and 500 MPa // *Chem. Geol.* **2006**. V. 229. P.125-143.
3. Botcharnikov R.E., Holtz F., Behrens H. The effect of CO₂ on the solubility of H₂O-Cl fluids in andesitic melt // *Eur. J. Mineral.* **2007**. V. 19. P.671-680.
4. Chevychelov V.Yu., Botcharnikov R.E., Holtz F. Partitioning of Cl and F between fluid and hydrous phonolitic melt of Mt. Vesuvius at $\sim 850-1000^{\circ}\text{C}$ and 200 MPa // *Chem. Geol.* **2008**. V. 256. No 3-4. P.172-184.
5. Dallai L., Cioni R., Boschi C., D'Oriano C. Carbonate-derived CO₂ purging magma at depth: Influence on the eruptive activity of Somma-Vesuvius, Italy // *Earth Planet. Sci. Lett.* **2011**. V. 310. No 1-2. P.84-95.

THE EFFECT OF CO₂ ON THE SOLUBILITY OF AQUEOUS Cl-BEARING FLUIDS IN PHONOLITIC MELT THE FIRST EXPERIMENTAL RESULTS

Chevychelov V.Yu.

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

The solubility of H₂O-CO₂-Cl-bearing fluids in phonolitic melt was investigated experimentally at $T=1000^{\circ}\text{C}$, $P=200$ MPa. The results are compared with those of similar experiments in the CO₂-free system. At the small amount of Cl in the system, CO₂ has no effect on the content of Cl in the melt, but at the mole fraction of Cl in the fluid > 0.05 the content of Cl in the melt in the CO₂-bearing system is higher than in the CO₂-free system. It can assume that the addition of CO₂ increases the activity of Cl in the fluid, which causes the increase in the content of Cl in the melt. The addition of CO₂ has the significant effect on the H₂O content in phonolite melt, which decreases on about 0.8-1.0 wt.%. This effect is explained by dilution of fluid by carbon dioxide resulting in the mole fraction of H₂O and fugacity of H₂O in the fluid decreases.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ГОРЯЧЕЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ

Шкодзинский В.С.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск,
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

В настоящее время получены убедительные доказательства горячего образования Луны и существования на ранней стадии ее эволюции глобального магматического океана [Wood et al., 1970]. Однако в большинстве генетических концепций для Земли до сих пор используется гипотеза холодной гомогенной аккреции, хотя иногда высказываются и представления об ее горячем образовании.

Очевидно, что если наша планета имеет горячее происхождение, на ней, как на Луне, существовал океан магмы и происходила его дифференциация путем отделения кристаллизовавшихся минералов, то наиболее крупная земная оболочка мантия должна сохранить признаки этой дифференциации. Судя по хорошо изученным дифференцированным интрузиям, к таким признакам относятся закономерная эволюция состава формирующихся пород при остывании магм и существование соответствующей этой эволюции возрастной и температурной последовательности их образования.

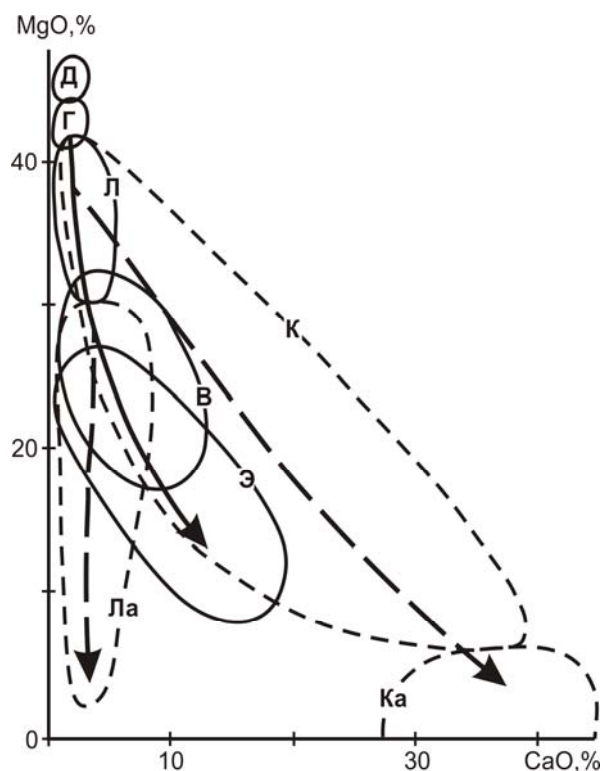


Рис. 1. Соотношение полей составов пород, слагающих верхнюю мантию под платформами: В – верлиты; Г – гарцбургиты; Д – дуниты; К – кимберлиты; Ка – карбонатиты; Л – лерцолиты; Ла – лампроиты; Э – эклогиты. Стрелки – тренды фракционирования [Шкодзинский, 2012].

В остывающих богатых магнием магматических телах в результате осаждения последовательно кристаллизовавшихся минералов сначала формировались дуниты, затем гарцбургиты, далее – лерцолиты и вебстериты. Далее расплав эволюционировал по составу до богатого кремнекислотой и щелочами гранитного. В характерных для мантии условиях высокого давления остаточный расплав должен был изменяться до богатого кальцием эклогитового, затем до карбонатитового и кимберлитового. Все перечисленные породы действительно слагают ксенолиты мантийных пород в кимберлитах и поля их составов на диаграмме содержания MgO и CaO (рис. 1) располагаются вдоль трендов магматического фракционирования. Это подтверждает образование верхней мантии древних платформ в результате данных процессов.

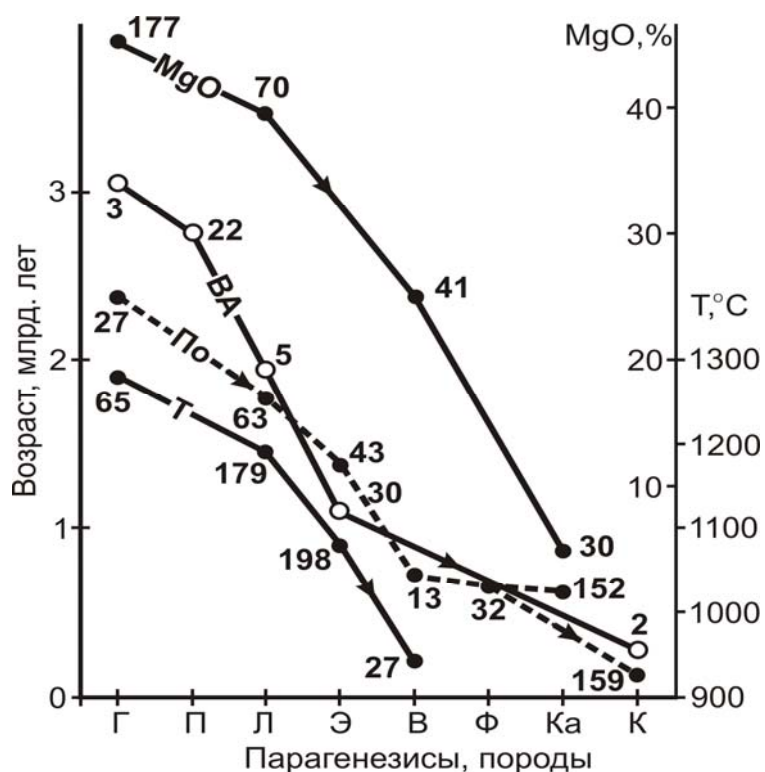


Рис. 2. Средние изотопные возрасты различных пород из ксенолитов в кимберлитах (линия По), включений в алмазах (линия BA), средняя температура образования пород при 5 ГПа (линия Т). Числа у точек – количество определений. Остальные обозначения на рис. 1.

Если мантийные породы сформировались путем фракционирования, то их изотопный возраст должна уменьшаться в приведенной выше последовательности образования. Это полностью подтвердили результаты выполненного обобщения данных, опубликованных в мировой литературе. Средний изотопный возраст оказался равным для дунитов и гарцбургитов 2,325 млрд. лет; для лерцолитов – 1,777 млрд.; для вебстеритов – 0,713 млрд. Возникшие из остаточных расплавов эклогиты имеют средний возраст 1,407 млрд. лет; карбонатиты – 0,688 млрд. лет; кимберлиты – 0,236 млрд. (рис. 2). Это согласуется с полученным средним возрастом включений в кри-

сталлизовавшихся в процессе фракционирования алмазах: 3,03 млрд. лет для гарцбургитовых по составу; 2,777 млрд. – для перидотитовых (нерасчлененных гарцбургитовых + лерцолитовых); 1,966 млрд. – для лерцолитовых; 1,123 – для эклогитовых и 0,357 – для кимберлитовых.

Обращает на себя внимание чаще всего несколько более древний возраст включений в алмазах по сравнению с возрастом одноименных пород. Такое различие вполне закономерно и обусловлено защитной ролью прочнейшего алмазного вещества, предохранявшего самые ранние минералы от частичного растворения наиболее неравновесным с ними поздним остаточным расплавом. Земля имеет возраст около 4,65 млрд. лет, а наиболее древние включения в алмазах – в среднем 3,03 млрд. Эта разница связана с тем, что образовавший верхнюю мантию древних континентов постааккреционный магматический океан был расслоенным по составу. Поэтому в нем при остывании не возникала обширная конвекция и он медленно кристаллизовался сверху вниз. По этой причине нижний слой этого океана, сформировавший кимберлитовые расплавы и большинство содержащихся в них ксенолитов, начал затвердевать сравнительно поздно [Шкодзинский, 2003].

Если породы мантийных ксенолитов в кимберлитах являются продуктом магматического фракционирования, то температура формирования их минералов должна снижаться от гарцбургитов к эклогитам и далее к вебстеритам. В настоящее время в литературе опубликовано большое количество результатов оценки P – T условий кристаллизации минералов в мантийных породах. Чтобы избежать влияния давления на результаты оценки средней температуры определялись величины тепловых потоков, на линии которых попадают точки условий формирования на диаграммах P – T . Для гарцбургитов средняя величина теплового потока при кристаллизации оказалась равной 44,9 мВ/м², для лерцолитов – 42,2 мВ/м², для эклогитов – 39,0 мВ/м², для вебстеритов – 36 мВ/м². При 5 ГПа (на глубине около 150 км) этим величинам тепловых потоков соответствует температура 1275, 1190, 1075 и 950 °С. То есть, средняя температура кристаллизации действительно понижалась от ранних дифференциатов к поздним в полном соответствии с образованием этих пород в процессе магматического фракционирования (рис. 2).

При фракционировании в остаточных расплавах резко понижалось содержание окиси магния, вследствие выноса ее кристаллизовавшимися минералами. Поэтому количество ее должно сильно уменьшаться от ранних дифференциатов к поздним. Это подтвердили результаты выполненных подсчетов. Среднее содержание MgO в гарцбургитах со средним возрастом 2,325 млрд. лет состав-

ляет 45,0 %, в перцолитах с возрастом 1,777 млрд. лет – 39,6 %, в вебстеритах с возрастом 0,730 млрд. лет – 25,5 %, в карбонатитах с возрастом 0,65 млрд. лет – 4,0 %.

О горячем образовании Земли и ее остывании свидетельствуют также массовое развитие процессов замещения высокотемпературных минералов низкотемпературными в мантийных ксенолитах; постепенная смена пластических деформаций хрупкими в докембрийских метаморфических комплексах; позднее образование в истории Земли (преимущественно в фанерозое) карбонатитов и кимберлитов, возникших из глубинных остаточных расплавов; обогащение поздних алмазов азотом и легким изотопом углерода, накапливавшихся в остаточных расплавах, и множество других данных [Шкодзинский, 2012].

Литература

1. Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003. 240 с.
2. Шкодзинский В.С. Происхождение мантии, магм, кимберлитов и алмаза. Модель горячей аккреции Земли. Saarbrücken: Palmarium academic publishing, 2012. 579 p.
3. Wood J.A., Diskey J.S., Marnin V.B., Powel B.H. Lunar anorthosits and geophysical model of Moon // Proc. Appolo XI Lunar Sci. Conf. Houston. 1970. V. 1. P. 965 – 989.

PETROLOGICAL PROOFS OF HOT ACCRETION OF THE EARTH

Shkodzinskiy V.S.

Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, Yakutsk,
shkodzinsky@diamond.ysn.ru

On the basis of generalization of published evidences it was established the localization of composition of different mantle rocks from xenoliths on united trends of magma fractionation. These rocks origin united age and temperature trends. These results shown the origin of lithosphere mantle of ancient platforms as a result of fractionation of magma ocean.

Р-Т ДИАГРАММЫ ФАЗОВОГО СОСТАВА МАГМ И ВЫТЕКАЮЩИЕ ИЗ НИХ СЛЕДСТВИЯ

Шкодзинский В.С.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск,
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Для решения генетических проблем в химии, минералогии и других науках широко используются Р-Т диаграммы состояния изучаемых систем. Например, происхождение алмаза невозможно понять без диаграммы состояния углерода. Однако при решении проблем магматической петрологии Р-Т диаграммы состояния магм обычно не используются, что сильно затрудняет выяснение их генезиса. Автором были рассчитаны по разработанной методике на основании опубликованных экспериментальных и термодинамических данных Р-Т диаграммы фазового состава для кислой, средней, основной, перидотитовой и кимберлитовой магм [Шкодзинский, 1985]. Они дают принципиально новые решения многих проблем магматической петрологии. Здесь эти решения будут кратко рассмотрены на примере гранитной магмы.

Наиболее удобные для рассмотрения петрологических проблем диаграммы фазового состава относятся к конкретным магмам с заданным содержанием летучих компонентов в системе. Но эксперименты с расплавами обычно проводятся при избытке этих компонентов или при полном их отсутствии в системе. Поэтому для расчета диаграмм фазового состава необходимо предварительное построение более общих Р-Т диаграмм состояния магматических систем, на которых согласованы экспериментальные данные при разном содержании летучих компонентов. Такая диаграмма состояния системы эвтектический гранит-вода-углекислота приведена на рис. 1. Процедура ее построения и использованные экспериментальные данные подробно описаны в ранней работе [Шкодзинский, 1985].

На рис. 2 приведена Р-Т диаграмма фазового состава эвтектической кислой магмы с наиболее распространенным содержанием H_2O 1 % и CO_2 0,1 %, построенная на основе диаграммы состояния. На ней толстые линии являются границами полей разного фазового состава. Они показывают: $Pc_1^{0,1} + \Phi$ – появление флюидной фазы при подъеме высокотемпературной магмы в результате ее вскипания; $Pc_1^{0,1} + \Xi$ – начало кристаллизации при остывании; $Pc^{(0,1)} + \Phi + \Xi$ – появление флюидной фазы при кристаллизации; $Pc + \Phi^{(0,1)} + \Xi$ – полную кристаллизацию. Тонкие линии 50%Pc, 40%Pc и др. – содержания расплава в магме, 0,5% Φ – содержание флюидной фазы.

Линии со стрелками отражают изменения температуры в магмах при различных вариантах их подъема. Они рассчитаны с учетом всех факторов, влияющих на температуру, – теплоотдачи во вмещающие породы, выделения тепла трения вязкого течения, изменения теплосодержания при процессах плавления–кристаллизации и выделения и расширения флюидной фазы, преобразования в тепло энергии одностороннего тектонического давления при выжимании магм в коллизионных областях. Уравнение для расчета этих линий имеет вид

$$(P_1 - P_2)(\rho_B - \rho_M)(\rho_B \rho_M l)^{-1} + C_M(T_1 - T_2) - \Delta H_n(A_{PC2} - A_{PC1})100^{-1} + \Delta H_o(A_{\Phi 2} - A_{\Phi 1})100^{-1} - 0,71(P_1 - P_2)(A'_{PC} + A'_{TB})100^{-1} + \Delta P'(\rho_M l)^{-1} + P_1 V_1 A'_{\Phi} [1 - (P_2 P_1^{-1})^{(k-1)/k}] [100l(k-1)]^{-1} - 0,8(T_M - T_B)[\lambda_B C_B \rho_B (P_1 - P_2 - \Delta P)]^{0,5} (E \rho_M^3 g)^{-0,5} = 0.$$

Здесь P_1 и P_2 – соответственно начальное и конечное давление в расчетном интервале подъема; ρ_B и ρ_M плотность вмещающих пород и магмы; l – механический эквивалент теплоты; C_M и C_B – теплоемкость магмы и вмещающих пород; T_1 и T_2 – начальная и конечная температура магмы; ΔH_n и ΔH_o – энтальпия плавления и отделения флюида от расплава; A_{PC1} , A_{PC2} , $A_{\Phi 1}$ и $A_{\Phi 2}$ – соответственно начальное и конечное содержание расплава и флюида; A'_{PC} , A'_{TB} и A'_{Φ} – среднее содержание расплава, твердых фаз и флюида в расчетном интервале подъема; $\Delta P'$ – избыточное тектоническое давление, затраченное на подъем магм; V_1 – удельный объем флюида; $k = C_v/C_p = 1,29$ для трехатомных газов; λ_B – коэффициент теплопроводности вмещающих пород; E – объемный расход магмы.

Линия 1 показывает эволюцию при выжимании мигматизированных (подплавленных) гранитогнейсов под влиянием тектонического давления 3 кб. Предполагалось, что это избыточное давление полностью преобразуется во фрикционное тепловыделение на первых 7 км подъема гранитогнейсового материала. Линия 1 иллюстрирует, что такие процессы выжимания способны привести к увеличению количества расплава в гранитогнейсах на 65 % еще в глубинных условиях. Подъем мигм под влиянием только сил всплывания отражают линии 2 – 4. Линия 2 относится к варианту выделения тепла трения преимущественно на глубинной стадии, линия 3 – на среднеглубинной стадии и линия 4 – при равномерном по траектории подъема тепловыделении. Подъем гранитогнейсов в этих условиях также сопровождается приращением количества расплава в них на 65 %. Для этих вариантов принималось, что за одну секунду через поперечное сечение магмовода поднимается 250 м^3 вещества. При всплывании меньших объемов гранитогнейсов (расход $40 \text{ м}^3/\text{сек}$, линия 5), вследствие более значительных удельных теплотерь во вмещающие породы, приращение содержания расплава будет зна-

чительно меньшим – 20 – 25 %. Другие линии отражают варианты подъема самых низкотемпературных и высокотемпературных магм.

Диаграмма на рис. 2 наглядно иллюстрирует существование ряда малоизвестных явлений в магмах в глубинных условиях. Обращает внимание отсутствие самостоятельной флюидной фазы в высокотемпературных магмах при давлении более 1 – 2 кб. Это связано с полным растворением летучих компонентов в расплаве под влиянием высокого давления. Данное явление характерно для всех магм, особенно для основной и ультраосновной ввиду их высокой температуры. Оно противоречит широко распространенным представлениям о ведущей роли гипотетических флюидов при процессах образования магм.

Как иллюстрируют линии 1 – 10, процессы всплывания и выжимания широко распространенных крупных масс гранитогнейсов из кристаллической коры в зонах коллизии способно привести к их переплавлению под влиянием декомпрессии и фрикционного тепловыделения (реоморфизма). Это объясняет происхождение гранитных батолитов в складчатых областях и подтверждается широким распространением в них ксенолитов кристаллических метаморфических пород и высоким содержанием радиогенного стронция.

Литература

Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 с.

P-T DIAGRAMS OF MAGMAS AND THEIR PETROLOGICAL RESULTS Shkodzinskiy V. S.

Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, Yakutsk,
shkodzinsky@diamond.ysn.ru

On the basis of published experimental data were calculated P-T diagrams for different magmas. It was shown that they allow in now way to decide petrological problems.

ДИАГНОСТИКА СТРУКТУРНЫХ НАРУШЕНИЙ ОБРАЗЦОВ
СКАЛЬНЫХ ГЕОМАТЕРИАЛОВ ПО ПАРАМЕТРАМ
ТЕРМОСТИМУЛИРОВАННОЙ В НИХ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ
Шкуратник В.Л., Новиков Е.А.

ФГБОУ ВПО «Московский государственный горный университет»
(МГГУ), Москва, ftkp@mail.ru

Введение. Известно, что трещиноватость горных пород оказывает влияние на характер акустической эмиссии (АЭ), возникающей при их механическом нагружении [Лавров и др., 2005]. Однако такое нагружение сопровождается деструктивными процессам в исследуемых образцах, что искажает исходные свойства породы. Это не позволяет рассматривать соответствующий контроль как неразрушающий и создает значительную помеховую составляющую АЭ. Другим способом возбуждения акустической эмиссии в твердых телах является их нагрев. Причем, если температура последнего не превышает 180 °С, то в относительно бездефектных образцах скальных геоматериалов не наблюдается возникновение новых и значимый рост уже имеющихся дефектов. В тоже время, такой нагрев создает в объекте контроля термонапряжения достаточные для формирования сигналов АЭ, несущих информацию об исходной дефектности геоматериала. В настоящей работе приводятся результаты экспериментальных исследований, свидетельствующие о возможности оценки типа и местоположения трещиновидных дефектов структуры образцов скальных геоматериалов по характеру возникающей при их нагреве термостимулированной акустической эмиссии (ТАЭ).

Методическое и аппаратное обеспечение термоакусто-эмиссионных измерений

Схема применявшейся лабораторной установки представлена на рис.1, где также показано рассчитанное методом конечных элементов и подтвержденное инструментальными замерами распределение температурного поля в плоскости центрального сечения образца, перпендикулярной торцевым поверхностям.

На верхней 1 и нижней 2 торцевых поверхностях образца 3 геоматериала соосно закрепляют приемные акустические преобразователи 4 и 5. На боковой поверхности образца по его периметру размещают электропроводный нагревательный элемент 6, выполненный в виде трёх витков медной проволоки сечением 0,8 мм, на которые с помощью управляемого источника 7 питания подают напряжение достаточное для нагрева локальной области 8 образца до температуры $T=180\pm3$ °С. При этом постоянство температуры нагревательного элемента обеспечивается с помощью контура управления, включающего термопару и контроллер 9, подключенный к управляющему входу источника питания.

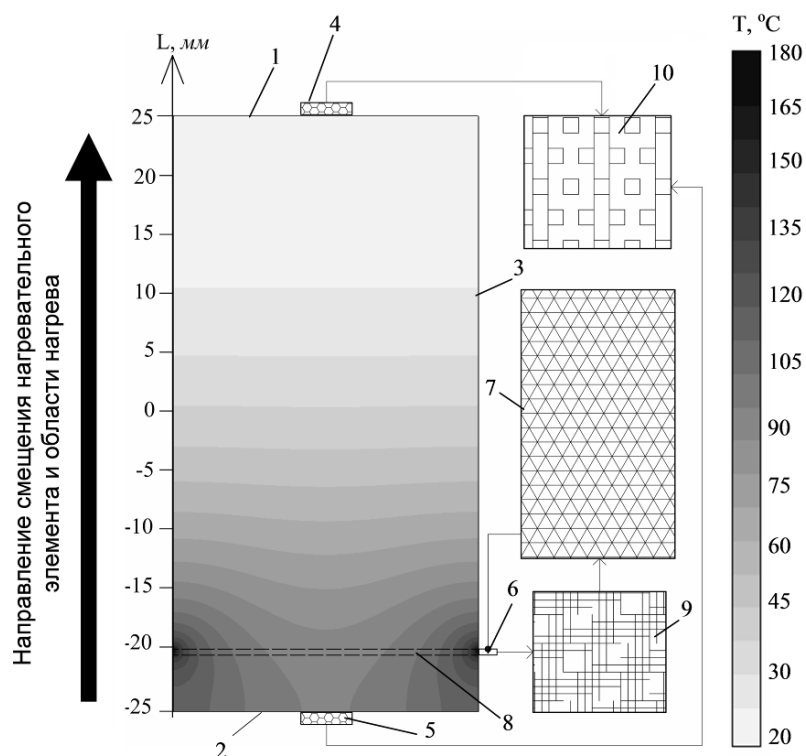


Рис. 1 Блок схема лабораторной установки и распределение температур в центральном сечении образца геоматериала перпендикулярном его торцевым поверхностям

В качестве объекта исследования использовались образцы мрамора Коелгинского месторождения, изготовленные в виде цилиндров диаметром 25 мм и высотой 50 мм с различной степенью и преобладающим видом трещиноватости, а также без нее.

Известно, что механические напряжения достаточные для формирования АЭ в скальных геоматериалах возникают при температурах выше 90 °C [Chen Yong и др., 1980]. Из модели, приведенной на рис. 1 следует, что границы области, прогреваемой не ниже указанной температуры, отстоят от её центра не более чем на 5 мм. Таким образом, смещая по высоте нагревательный элемент с шагом 10 мм, возможно снимать характеристику, связанную с дефектностью определенной области образца, без учета остального его объема. Импульсы ТАЭ распространяются от нагреваемой области к торцевым поверхностям образца. Здесь они принимаются соответствующими преобразователями и, далее, в виде электрических сигналов поступают на вход акустико-измерительной системы 10 A-Line 32D, которая преобразует эти сигналы в такие параметры как активность ТАЭ N_z и суммарный счет ТАЭ N . Информативными считают данные преобразователя ближайшего к нагреваемой области, т.к. сигнал на пути к нему претерпевает меньшее затухание. Каждую локальную область образца нагревают вплоть до установления между ней и окружающей средой термического равновесия, индикатором чего служит снижение N_z до фоновых значений. Сопоставляя ре-

зультаты контроля каждой из прогреваемых областей, получают как дифференциальную, так и интегральную характеристику образца.

Анализ результатов эксперимента

В результате проведенных экспериментов удалось выделить характерные особенности ТАЭ для: группы трещин, единичных трещин и группы залеченных трещин. Кроме того показано, что значения N_{Σ} бездефектных областей образцов не превышают уровень фоновых шумов и, соответственно, зависимость $N(t)$ носит монотонный характер, как это показано на рис. 2 в области Б. Это косвенно подтверждает отсутствие значимых деструктивных процессов вызванных нагревом образца.

Установлено, что при наличии в геоматериале группы незалеченных трещиновидных макродефектов процесс интенсивного дефектообразования начинается при $T_0 \approx 90^\circ\text{C}$. При этом нарушается монотонный характер роста $N(t)$ и более чем в полтора раза, по сравнению с $N_{\Sigma}(T_0)$, возрастает активность ТАЭ N_{Σ} . Характерные результаты испытаний для группы указанных дефектов приведены на рис. 2 в области А.

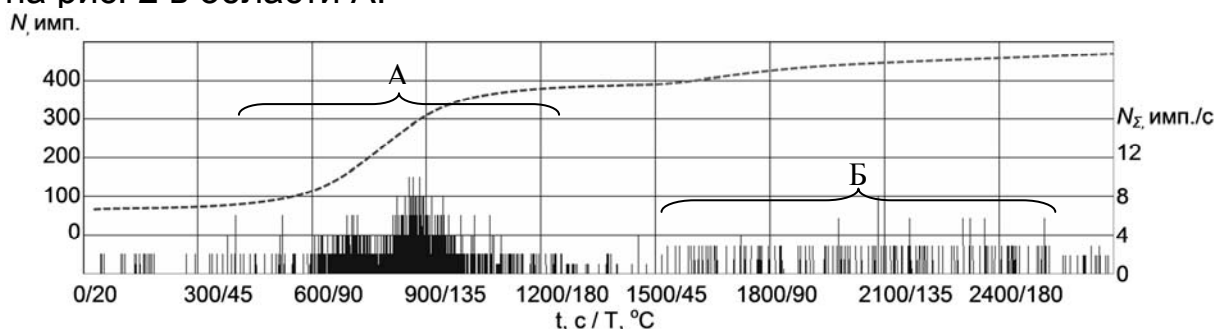


Рис. 2 Зависимость активности N_{Σ} и суммарного счета N ТАЭ от времени t и температуры T нагрева области А образца с группой трещиновидных дефектов и бездефектной области Б

При наличии нескольких единичных трещин, попадающих в нагреваемую область, возникающие термонапряжения достаточны для интенсификации дефектообразования только в ограниченных объемах смежных с каждой из этих трещин. В результате не будет наблюдаться явного возрастания N_{Σ} , но этот параметр все равно будет иметь более высокое среднее значение по сравнению с фоновым, что приведет к заметному росту крутизны кривой $N(t)$.

При преобладании в образце залеченных трещиновидных дефектов выделяется только экстремум N_{Σ} . Этот факт объясняется тем, что в силу своей природы вещество заполнителя практически не содержит дефектов и деструктивные процессы в нем возникают исключительно за счет разности тепловых свойств вещества заполнителя и матрицы стенок трещиновидного дефекта. При этом температурное расширение вещества заполнителя идет непрерывно, что приводит к возникновению постоянных напряжений по плоскости его контакта с матрицей стенок трещин. Это создает большое коли-

чество событий АЭ, при этом каждое из них имеет малую энергию из-за недостаточности таких напряжений для интенсивной деформации матрицы геоматериала. Однако развитие дефектов в указанной матрице все же происходит, а возникающие при этом деформации носят дискретный и кратковременный характер, т.к. после их проявления происходит перераспределение напряжений и развитие трещины останавливается. Каждое такое событие вызывает значительное возрастание активности ТАЭ N_{Σ} , что и формирует пик N_{Σ} . В тоже время из-за значительного количества событий с малой N_{Σ} на характер зависимости $N(t)$ события деструкции матрицы геоматериала влияния не оказывают.

Выводы

1. Термоакустоэмиссионные исследования образцов горных пород в температурной области до 180 °С могут выступать в качестве эффективного инструмента интегральной оценки степени трещиноватости этих образцов. При нагреве до указанной температуры образцов скальных геоматериалов, не содержащих значимых трещиновидных дефектов, исходные физико-механические свойства материала, составляющего образец, сохраняются.

2. Путем анализа характера термоакустической эмиссии образца геоматериала возможно выделить преобладающий в нем тип трещиновидных дефектов.

3. Дискретно нагревая локальные области образца, возможно получить дифференциальную характеристику его трещиноватости.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант 10-05-00141.

Литература

1. Лавров В.В., Шкуратник В.Л. Акустическая эмиссия при деформировании и разрушении горных пород (обзор) // Акустический журнал, 2005, том 51, Приложение. – С. 6-18.
2. Chen Yong, Chi-Yuen Wang Thermally induced acoustic emission in westerly granite // Geophysical research letters, VOL. 7, NO. 12, PP. 1089-1092, 1980. Doi:10.1029/GL007i012p01089

STRUCTURAL DEFECTS IN ROCK SAMPLES IDENTIFICATION BY USING PARAMETERS OF THEIR THERMALLY STIMULATED ACOUSTIC EMISSION

Shkuratnik V.L., Novikov E. A.

FGBOU VPO "Moscow State Mining University" (MSMU), Moscow,
ftkp@mail.ru

This paper describes the possibility of detecting the presence of structural defects in rock samples and identifying the type of these defects, by using an analysis of changes in the activity and total expense of the thermally stimulated acoustic emission from these samples.

УСТАНОВКА ДЛЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОТОЧНЫХ СИСТЕМ МЕТОДОМ ТЕРМОГРАВИТАЦИОННОЙ КОНВЕКЦИИ

¹**Шмонов В.М., ¹Витовтова В.М., ^{2,1}Жариков А.В.**

¹Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка,
shmslava@yandex.ru

²Институт геологии рудных месторождений РАН, Москва,
vil@iem.ac.ru

По задачам исследований проточные установки можно подразделить на две группы. К первой можно отнести установки, предназначенные для определения транспортных характеристик, как правило не связанных с химическим взаимодействием. Это сопротивление горных пород движущемуся раствору (проницаемость), возникновение потенциала течения при движении растворов через пористую среду (ζ – потенциала) и др. Установки второй группы предназначены для исследования физико-химического взаимодействия между породой и движущимся раствором. Это скорости растворения и отложения вещества, структуры и состава метасоматических колонок и др. Несмотря на разнообразие задач, проточным установкам присущи общие конструктивные элементы: сосуд высокого давления с фильтром из искусственного или природного материала, коммуникации, подводящие и отводящие раствор, система компримирования фильтрующейся среды, комплект нагревательной и измерительной аппаратуры.

Универсальная по параметрам фильтрационная установка разработана и изготовлена в ИЭМ РАН [Зарайский, 1985]. Она использовалась для моделирования метасоматической зональности, определения проницаемости и изучения залечивания трещины в порфирите [Зарайский, 1994]. Авторы отмечают, что с точки зрения задач экспериментального исследования инфильтрационного метасоматоза основными недостатками всех установок является трудность поддержания достаточно медленного равномерного потока раствора в течение длительного времени. В горном деле при извлечении урана методом подземного выщелачивания используют так называемый пульсационно-статический метод [Лунев, 1982]. Подготовленный трещиноватый штрек заполняется кислотой. Через сутки насыщенный раствор вытесняется свежей порцией. В экспериментальном плане пульсационно-статический метод (semi-static) использовали Хайаш и Блюм [Hajash, 1991]. Оригинальный способ создания фильтрации (термогравитационная конвекция) в замкнутом объеме использовал

В.С. Балицкий с соавторами [Балицкий, 1969] при моделировании взаимодействия гранита и мрамора с щелочными растворами.

Нами для изучения процессов с трещиноватыми породами и слабо уплотненными сыпучими средами разработана установка для моделирования взаимодействия раствор – порода в режиме фильтрации. Схематически она представлена на рис.1.

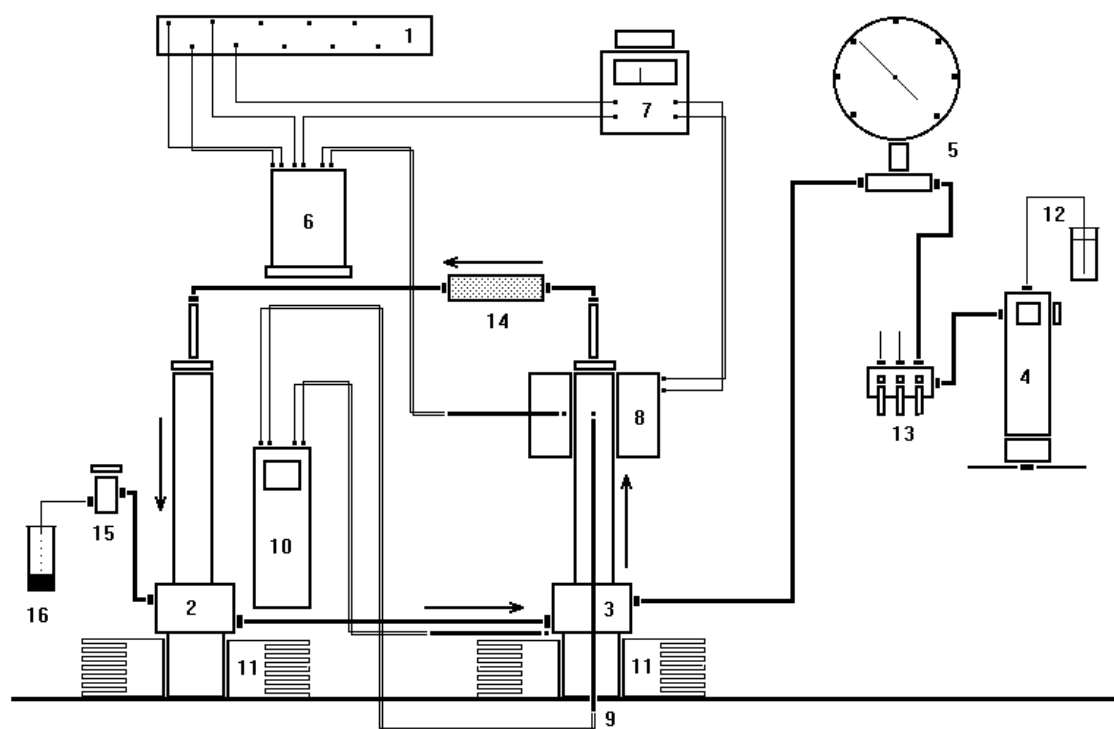


Рис.1

Схема установки: 1. Распределительный щит, 2. Холодный реактор; 3. Реактор с нагревом; 4. Источник давления; 5. Манометр; 6. Терморегулятор; 7. Понижающий трансформатор; 8. Электропечь; 9. Внутренняя термопара; 10. Прибор для контроля температуры; 11. Радиаторы; 12. Емкость с раствором; 13. Трехходовой вентиль; 14. Сменный фильтр; 15. Вентиль; 16. Емкость для сбора раствора.

Два реактора 2 и 3 (рис.1) сверху и снизу соединены капиллярами с внутренним диаметром 3 мм (6х1.5) и представляют замкнутый контур в котором один из реакторов является рабочим (3). Он находится при высокой температуре и содержит исследуемые образцы пород. Другой (2) - является резервной емкостью большого объема и остается при комнатной температуре для обеспечения постоянства химического потенциала растворенного вещества. Общее давление в контуре создается винтовым прессом 4 и определяется по манометру 5. Разница

температур в реакторах приводит к разнице весов в правой и левой стороне контура, которая вызывает термогравитационную конвекцию. Гидростатическое давление столба воды в реакторе 2 определяется произведением плотности воды ρ на высоту левого плеча контура и равна

$$p_2 = \rho(h_2 - h_1) \quad (1)$$

Плотность воды в правом плече зависит от распределения температур вдоль оси реактора по высоте $\rho = F(h)$. Гидростатическое давление столба воды в реакторе 3 рассчитывается по формуле

$$p_3 = \int_{h_2}^{h_1} \rho(h) dh \quad (2)$$

Разница в весах колон определяет перепад давления $\Delta P = p_2 - p_3$. Надо отметить что величина эта незначительна. Так при условиях предполагаемого эксперимента 275°C и 1 кбар $\Delta P = 0.00075$ кгс/см².

Испытания контура, разомкнутого сверху и представляющего собой сообщающиеся сосуды, показали, что превышение уровня на несколько миллиметров водяного столба с одной стороны приводит к мгновенному выравниванию уровней. Следует полагать, что контур представленный капиллярами с внутренним диаметром 3 мм и трещиноватой породой можно считать хорошо проницаемыми и не учитывать при расчетах потока.

Зная перепад давления ΔP , возникающий в результате разницы веса колонны и длину сменного фильтра L можно рассчитать скорость фильтрации раствора в контуре. При гидродинамическом сопротивлении 1 Дарси по уравнению Дарси

$$v = Q/A = \mu \times grad(P) \quad (3)$$

находим, что линейная скорость фильтрации, v , составит 62 см в сутки. В этом уравнении Q - объемная скорость фильтрации (см³/с), A - поперечное сечение фильтра (см²), μ - вязкость воды при комнатной температуре и давлении в контуре (сПз), а $grad(P)$ - градиент давления (атм/см), равный отношению ΔP к длине сменного фильтра L . Проницаемость различных типов пород варьирует в широких пределах: от тысячных долей миллидарси до единиц и десятков Дарси. Подбором вставок различной проницаемости можно в широких пределах задавать скорость фильтрации.

Как и все фильтрационные установки наше устройство не лишено недостатков. Одним из них является отсутствие прямого измерения объемного потока. Но есть возможность его расчета.

Вместе с тем очевидным преимуществом устройства является отсутствие сложных поршневых систем для задания движения раствора и неограниченное по длительности время эксперимента в проточном режиме. При этом, путем подбора сменного фильтра (14) с соответствующей проницаемостью, можно в широких пределах обеспечить расчетную скорость фильтрации раствора. Устройство позволяет также отбор (15) и пополнение (4) циркулирующего раствора в контуре новыми порциями.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 11-05-00778), Программы 4 Президиума РАН, а также Программам 2 и 8 ОНЗ РАН.

Литература

1. Зарайский Г.П., Кропачев В.Д., Семенов Ю.Н. (1985) Гидротермальная инфильтрационная установка // Современная техника и методы экспериментальной минералогии. Отв. редакторы: В.А. Жариков, И.П. Иванов, Ю.А. Литвин. М.: Наука, с. 44-50.
2. Балицкий В.С., Горохов С.С., Комова В.В., Литвин Л.Т. (1969) Взаимодействие гранитоидов и мраморов с гидротермальными щелочными кремнеземсодержащими растворами // Проблемы метасоматоза., Л., с. 66-71.
3. Зарайский Г.П. (1994) Экспериментальное моделирование зарастания единичной трещины при фильтрации воды в порфирите // Очерки физико-химической петрологии. Миасс. Вып.18. С. 139-165.
4. Лунев Л.И. (1982) Шахтные системы. Разработки месторождений урана подземным выщелачиванием // М.: Энергоиздат, 128 с.
5. Hajash A.Jr., Bloom M.A. (1991) Marine diagenesis of feldspathic sand: A flow-through experimental study at 200°C, 1 kbar // Chem. Geol. Vol.89, p. 359-377.

SETUP FOR EXPERIMENTAL MODELLING OF FLOWING SYSTEMS BASED ON THE METHOD OF THERMOGRAVITATIONAL CONVECTION.

¹**Shmonov V.M.**, ¹**Vitovtova V.M.**, ^{2,1}**Zharikov A.V.**

¹Institute of Experimental mineralogy RAS, shmonov@iem.ac.ru

^{2,1}Institute of Geology of Ore Deposits RAS, vil@iem.ac.ru

A setup designed for experimental modelling of flowing systems based on the method of thermogravitational convection is considered. The experiments can be carried out under pressure up to 100 MPa and temperature up to 400°C.

ТЕРМОДИНАМИКА ИСПАРЕНИЯ И КОНДЕНСАЦИИ ВЕЩЕСТВА CAI **Шорников С.И.**

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского
(ГЕОХИ) РАН, Москва, sergey.shornikov@gmail.com

Испарение и конденсация являются одними из основных физико-химических процессов, формирующих состав хондритовых метеоритов. Особо важную роль эти процессы играли при образовании вещества белых включений хондритов (в основном, в углистых хондритах типа CV3), обозначаемых в литературе CAI (Ca-Al-Inclusions).

Пренебрегая содержанием втростепенных компонентов, вещество CAI имеет следующий состав (мас. %): SiO_2 (25–35), TiO_2 (1.0–1.5), Al_2O_3 (6–33), MgO (7–21), FeO (1–3), CaO (24–33), и может быть приблизительно описано оксидной системой $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$.

Проблемы происхождения и физико-химические условия образования CAI обсуждаются уже несколько десятилетий. Однако попытки различных генетических моделей CAI представляются теоретическими, не опирающимися на экспериментальные данные.

В настоящей работе проведено исследование изменения расплава CAI в процессе высокотемпературного испарения с целью понимания закономерностей его образования. Разработанная полуэмпирическая термодинамическая модель [Шорников, 2009] базировалась на теории ассоциированных растворов и использовала экспериментальные данные (активности оксидов в расплавах), найденные масс-спектрометрическим эффузионным методом Кнудсена в интервале температур 1600–2500 К [Шорников, 2008]. В качестве состава CAI был принят химический аналог, соответствующий «среднему» составу CAI (мас. %): SiO_2 (31.4), Al_2O_3 (29.1), MgO (10.2), CaO (29.3) [Paque, 1984].

Достоверность разработанного подхода для расчета изменения состава оксидного расплава при испарении [Шорников, 2010] была проиллюстрирована на имеющейся экспериментальной информации [Яковлев, 1987] о высокотемпературном испарении в вакууме расплавов хондр метеоритов «Крымка», «Murchison» и «Саратов».

Как следует из рис. 1, для хондр метеоритов «Крымка», «Murchison» и «Саратов» (содержащих большее исходное количество легколетучих оксидов – SiO_2 , FeO , MgO и, соответственно, меньшее количество тугоплавких оксидов – CaO и Al_2O_3 по сравнению со средним составом CAI), первый этап испарения характеризуется уменьшением железосиликатной

составляющей расплава. Затем, на втором этапе испарения этих хондр, происходит увеличение магневосиликатной составляющей расплава. Следующий этап испарения хондр сопровождается уменьшением магневосиликатной составляющей при соответствующем увеличении кальцевоалюминатной составляющей расплава. При достижении в процессе испарения концентрации Al_2O_3 , приблизительно равной 20 мол. %, дальнейшее изменение состава расплава этих хондр близко к таковому, соответствующему «среднему» составу CAI, а для случая хондр метеорита «Murchison» практически идентично случаю «среднего» состава CAI.

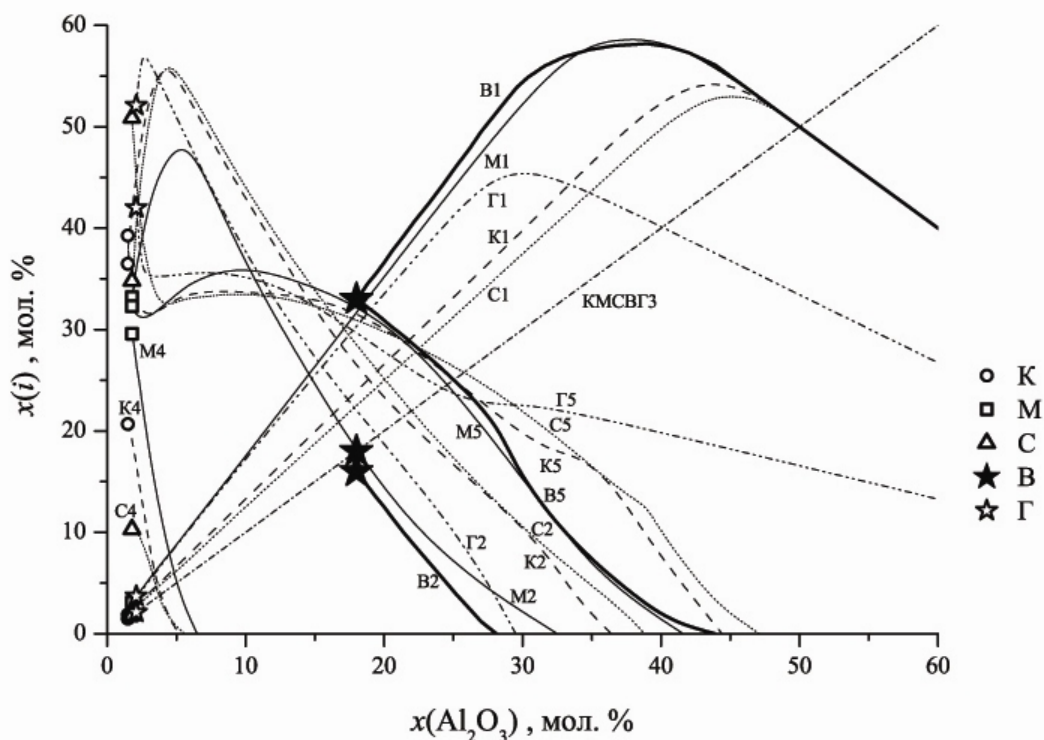


Рис. 1. Рассчитанное в настоящей работе изменение в процессе высокотемпературного испарения хондр «Крымка» (K) «Murchison» (M) и «Саратов» (C) и «среднего» состава CAI (B) в сопоставлении с расчетами [Grossman, 1973] конденсации вещества CAI в условиях среды протосолнечной системы (Г). Обозначения: 1 – содержание оксида кальция; 2 – содержание оксида магния; 3 – содержание оксида алюминия; 4 – содержание оксида железа; 5 – содержание диоксида кремния. Точками обозначены исходные составы.

Наблюдаемые принципиальные отличия в изменениях состава расплава в процессе испарения хондр метеоритов «Крымка» и «Саратов» от «среднего» состава CAI обусловлены низким исходным отношением концентраций оксидов кальция и алюминия (рис. 2), что отмечалось ранее при исследовании включений в метеорите «Ефремовка» [Назаров, 1984]. Дальнейшее испарение расплавов хондр и вещества CAI происходит до полного

исчезновения из расплава магнезiosiликатной составляющей вплоть до состава, отвечающего соединению CaAl_2O_4 , которое впоследствии испаряется с потерей CaO до корунда.

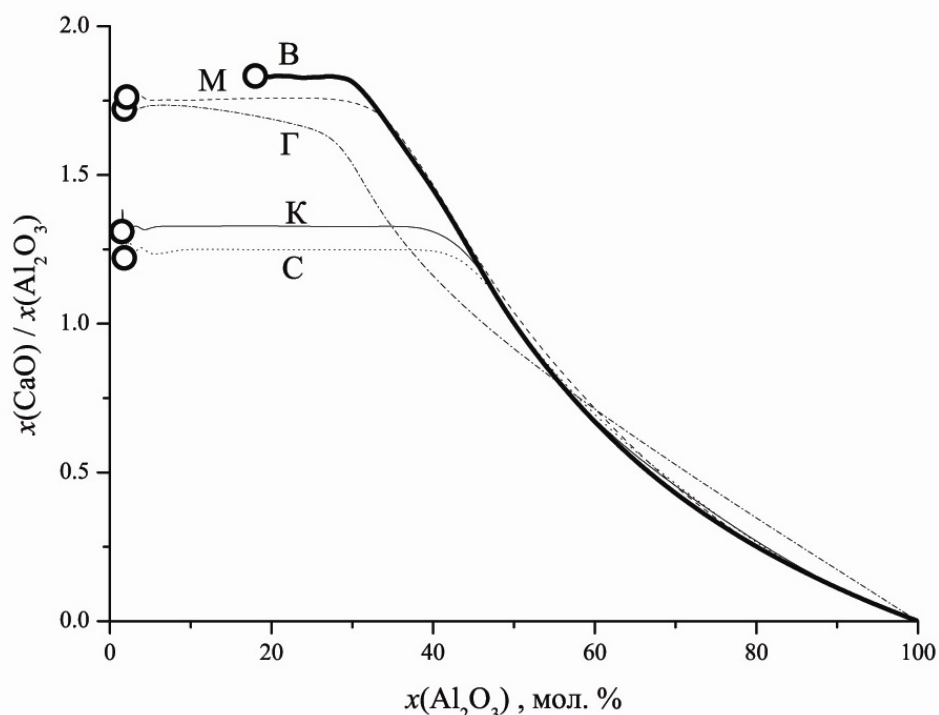


Рис. 2. Рассчитанное в настоящей работе относительное изменение концентраций оксидов в процессе высокотемпературного испарения хондр «Крымка» (К) «Murchison» (М) и «Саратов» (С) и «среднего» состава CAI (В) в сопоставлении с расчетами [Grossman, 1973] конденсации вещества CAI в условиях среды протосолнечной системы (Г). Точками обозначены исходные составы.

Полученные данные сопоставлены на рис. 1 и 2 с результатами расчета конденсации вещества CAI в условиях среды протосолнечной системы [Grossman, 1973]. Можно заметить, что зависимости изменения состава вещества CAI в процессе конденсации принципиально отличаются от таковых, соответствующих испарению. Это проявляется в высоком содержании SiO_2 на ранних этапах образования конденсата. Такая закономерность, возможно, и свидетельствует о внесолнечном происхождении вещества CAI, однако, может являться и следствием неточностей расчетного подхода, используемого в работе [Grossman, 1973].

Интересным представляется совпадение зависимостей изменения составов хондр метеорита «Murchison» и «среднего» состава CAI, что может быть связано с вторичным кратковременным

тепловым воздействием на хондры, приводящем к образованию вещества CAI.

Литература

1. Шорников С.И. Термодинамическое исследование кинетики испарения расплавов системы $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-SiO}_2$ // Вестник ОНЗ РАН. 2009. Т. 27. № 1.
2. Шорников С.И. Влияние восстановительных условий на испарение оксидных расплавов системы $\text{CaO-MgO-FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ // Геохимия. 2008. Т. 46. № 7. С. 780 – 786.
3. Paque J.M., Stolper E. Crystallization experiments on a range of Ca-Al-rich inclusion compositions // Lunar Planet. Sci. 1984. V. 15. P. 631 – 632.
4. Шорников С.И., Яковлев О.И. Высокотемпературное термодинамическое исследование изменения состава конденсированной фазы вещества CAI при испарении // XVI Российское совещание по экспериментальной минералогии. Черногловка, 2010. С. 289 – 291.
5. Яковлев О.И., Маркова О.М., Белов А.Н., Семенов Г.А. Об образовании металлической формы железа при нагревании хондритов // Метеоритика. 1987. Вып. 46. С. 104 – 118.
6. Назаров М.А., Корина М.И., Ульянов А.А., Колесов Г.М., Щербовский Е.Я. Минералогия, петрография и химический состав богатых кальцием и алюминием включений метеорита Ефремовка // Метеоритика. 1984. Вып. 43. С. 49 – 65.
7. Grossman L., Clark S.P. High-temperature condensates in chondrites and the environment in which they formed // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. No. 3. P. 635 – 649.

THERMODYNAMICS OF CAI EVAPORATION AND CONDENSATION

Shornikov S.I.

V. I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHI) RAS, Moscow, sergey.shornikov@gmail.com

Using the theory of associated solution model, the concentration changing of Krymka, Murchison and Saratov chondrites as well as CAI substance were calculated at high-temperature evaporation. The obtained data were compared to calculations of CAI substance condensation from a gas of solar composition. The observed differences are discussed from the CAI substance origin point of view.

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ БИМЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ СЛОИ В ОФИОЛИТОВОМ ДИАПИРЕ

Юркова Р.М., Воронин Б.И.

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия,

bivrmырzb@mtu-net.ru

Исследования проводились в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет. Изучались все комплексы офиолитов и пограничные вулканогенно-осадочные формации. В результате исследований установлены последовательность, условия и место формирования офиолитовой ассоциации в области перехода примитивная островная дуга-жёлоб над зоной Заварицкого-Беньоффа [Юркова, Воронин, 2006]. Детальное комплексное изучение офиолитовых ультрабазитов показало, что они были серпентинизированы в мантии на глубинах 40-50 км. Диапировые внедрения серпентинизированных ультрабазитов во фронтальных частях островных дуг над сейсмофокальной зоной с формированием слоев глубинного (30 км) биметасоматоза подтверждаются исследователями для Японской и Марианской островодужных систем [Maekawa, Yamamoto et al, 2001]. В серпентинитовый диапир в результате адиабатического всплывания разогретого флюидонасыщенного пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемое декомпрессией и интенсивным плавлением при растяжении свода диапира были интродуцированы разноглубинные магматические комплексы: лерцолитовый, ультрабазит-базитовый полосчатый, габброидный, параллельных даек, спилит-кератофировый, составляющие офиолитовую ассоциацию. Биметасоматические слои сформировались в различные стадии подъёма офиолитового диапира.

Индикаторами глубинной (30 км) серпентинизации служат аполерцолитовые контактово-реакционные биметасоматические высокотемпературные ($T=900^{\circ}\text{C}$) слои: оливин ($Fa=16,5\%$), бронзит ($Fs=23\%$), диопсид ($Fs=9,0\%$, $Fn=43\%$, $Wo=48\%$). Формирование полосчатой серии пород происходило при полициклическом внедрении по дайкоподобным каналам основной (габброноритовой) магмы в лерцолитовые, верлитовые, аподунит-гарцбургитовые серпентинитовые полосы в условиях растяжения свода поднимающегося мантийного диапира. Интервалы глубин от 20-30 до 10-12 км. Анализ строения, состава и минеральных преобразований рассмотренных ультрабазит-базитовых комплексов свидетельствует об их магматическо-метасоматическом происхождении. При этом вскрывается полигенетическая природа

полосчатых комплексов, в которых габбронориты являются образованиями, одновременными с лерцолитами и вмещающими их к аподунит-гарцбургитовыми серпентинитами. Габбронориты и лерцолиты внедрились в серпентиниты на разных уровнях глубинности (*P-T*-условий). В этом смысле полосчатые комплексы можно расценивать как полигенные базит-гипербазитовые плутоны [Леснов, 1986]. Если опираться на альтернативную схему кристаллизации габброидных серий в восходящем потоке магмы в узких камерах-каналах с полибарическим фракционированием в присутствии водосодержащего флюида [Irving, 1980, Савельева, 1987], то внедрение магмы, сформировавшей габбронориты (и лерцолиты), можно представить по типу дайковых пакетов. Это представление согласуется с данными о встречных крутых падениях полосчатости и субсогласным с ней простиранием более поздних дайковых тел. Формирование полосчатости могло быть обусловлено внедрением дифференцированного расплава по типу "дайка в дайку" с образованием эндоконтактовых и высокотемпературных биметасоматических зон в виде относительно меланократовых тонких (1-1,5 см) полос. Для пород промежуточного состава (верлиты, пироксениты) на данном уровне изученности можно предполагать как высокотемпературное биметасоматическое, так и магматическое (в частности, динамическая кристаллизация из расплава) происхождение [Irving, 1980]. Лерцолиты чередующиеся с габброноритами, верлитами и пироксенитами, в полосчатом комплексе сложены энстатитом (% 88,0En; 10,5Fs; 1,5Wo) или низкожелезистым бронзитом (% 83,5En; 16,0Fs; 0,5Wo), диопсидом (% 46,0En; 3,0Fs; 51,0Wo) и оливином. Оливин в породах полосчатого комплекса отличается от оливинов дунит-гарцбургитового комплекса более высоким содержанием фаялитовой молекулы (16,5%). Хромшпинелиды в лерцолитах (и верлитах) представлены низкохромистыми высокоалюминиевыми разностями $(\text{Mg}_{0,67}\text{Fe}^{2+}\text{O}_{,32})_{0,99}(\text{Al}_{1,61}\text{Cr}_{0,39})_{2,0}\text{O}_4$, отвечающими по составу плеонасту и плеонастцейлониту. Сходные по составу шпинель и энстатит содержатся в лерцолитах, драгированных в разломе Яп на продолжении Японского желоба [Геология дна Филиппинского моря, 1980]. В этих условиях были сформированы разнотемпературные биметасоматические слои: 1) апогабброноритовые ($T=900^\circ\text{C}$), состоящие из бронзита, диопсида и паргаситовой роговой обманки; 2) аполерцолитовые ($T=600-700^\circ\text{C}$), для которых характерны диопсид, паргаситовая роговая обманка, андрадит, герцинит; 3) апосерпентинитовые, включающие лизардит, пентландит, хромшпинелид. Габбронориты, экранированные серпентинитами в субсолидусном состоянии были

перекристаллизованы в условиях гранулитовой метаморфической фации ($T=830-880^{\circ}\text{C}$). Возникли следующие ассоциации минералов: анортит, бронзит-гиперстен, диопсид-солит.

Экранирование серпентинитами способствовало сохранению в перекристаллизованных породах наиболее высоких содержаний европия (0,226 г/т) и относительно низких отношений изотопов стронция (0,70384), характерных для комплексов островных дуг. В зонах локально повышенных температур ($T=700-800^{\circ}\text{C}$) и давлений ($P>5$ кбар) полистадийно в условиях динамотермального метаморфизма были сформированы гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы в виде полосовидных и линзовидных тел ориентированных субсогласно с полосчатостью. Отличительной чертой контактово-реакционных биметасоматических процессов с гипербазитами является привнос кальция с образованием минералов с высоким химическим потенциалом кальция [Коржинский, 1955]. Магний серпентинитов обуславливает повышение коэффициента активности кальция при биметасоматическом взаимодействии серпентинитов с алюмосиликатными породами. Диопсиды метасоматитов отличаются от магматических клинопироксенов отсутствием или низким содержанием Al и Fe и предельно высоким содержанием Ca. Клинопироксены базальтов и долеритов комплекса параллельных даек, в частности, представлены эндиопсидом и эндиопсид-авгитом. Содержание волластонитового минала в них варьирует в пределах 33-45%. Для диопсидов биметасоматитов характерны предельно (до 50%) высокие содержания волластонитовой молекулы. Если учесть большую величину ионного радиуса Ca по сравнению с Mg и Fe, то с вышеприведенной особенностью состава биметасоматических диопсидов связано более высокое ($9,761 \text{ \AA}$), значение параметра a , чем обычное для диопсидов, содержащих Al и Fe до 10% которое оценено значениями 9,745-9,748 [Clark et al, 1962]. Вместе с тем следует отметить, что низкое содержание катионов Fe сказалось на уменьшении параметров в ($8,91 \text{ \AA}$ вместо $8,925 \text{ \AA}$), что совпадает с данными Дж. Левиса [Lewis, 1967].

Литература

1. Геология дна Филиппинского моря под редакцией А.В.Пейве. М.: Наука, 1980. 261 с.
2. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С.336-456.
3. Леснов Ф.П. Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1986. 135 с.

4. Савельева П.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 242 с.
5. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъём и преобразование мантийных и углеводородных флюидов в связи формированием офиолитового диапира//Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.:ГЕОС, 2006. С. 56-67.
6. Clark S.P., Scharer J.F., Neufville J. Phase relations in the system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-CaAl}_2\text{SiO}_6\text{-SiO}_2$ at low and high pressure // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1962. Vol. 61. P. 59-69
7. Irving A. Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alcaic basalts and implications for magmatic processes within the mantle // *Amer. J. Sci. A.* 1980. Vol. 280. P. 989- 426.
8. Lewis J.P. Unit-cell dimension of some aluminous natural clinopyroxene // *Ibid.* 1967. Vol. 52, № 1. P. 41-54
9. Maekawa H., Yamamoto K., Teruaki J., Ueno T., Osada Y. Serpentine seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions // *Bull. Earth. Res. Inst. Univ. Tokyo.* 2001. V. 76. P. 355-366.

HIGH TEMPERATURE BIMETASOMATIC LAYERS OF OPHIOLITE DIAPIR

Yurkova R.M., Voronin B.I.

Institute of Oil and Gas Problems, RAS, Gubkin str. 3, 119991 Moscow, Russia. bivrmrzb@mtu-net.ru

The paper discuss the metasomatism evolution of ophiolite ultrabasic-basic banding complex in the northwestern Pacific fringing. At the stage of discrete formation of banding complex in depth from 20-30 to 10-12 km. formed different-temperature bimetasomatic layers: 1. apogabbro-norite ($T=900^{\circ}\text{C}$) composed with bronzite, diopside and the pargasitic hornblende; 2. apolherzolite ($T=550\text{-}700^{\circ}\text{C}$) typically comprising diopside, pargasitic hornblende, grossular, andradite and hertzsingite; 3. aposerpentine, including antigorite, lizardite, pentlandite, chrome spinelide. Hightemperature mineral associations were formed due to polycyclic intrusion of basic (gabbro-noritic) magma to lherzolite, verlite and apodunite-harzburgite serpentine bands through the dyke channels, connected with uprising ophiolite diapir in the primitive island arc-trench transitional zone.

КЛАСТЕРНОЕ ИСПАРЕНИЕ ПЛАГИОКЛАЗОВ

^{1,2}**Яковлев О.И.**, ²**Герасимов М.В.**, ^{2,3}**Диков Ю.П.**, ³**Булеев М.И.**

¹Институт геохимии и аналитической химии (ГЕОХИ) РАН, Москва,
yakovlev@geokhi.ru

²Институт космических исследований (ИКИ) РАН, Москва,
mgerasim@mx.iki.rssi.ru

³Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва,
dikov@igem.ru

Кластерный тип испарения минералов характеризуется выходом в парообразное состояние недиссоциированных структурных блоков минералов или многоатомных группировок, которые мы назвали молекулярными кластерами [Герасимов и др., 2012]. Признаки кластерного испарения наилучшим образом проявляют себя в ударных и лазерных импульсных экспериментах, то есть в условиях экстремально быстрого нагревания вещества до температур его полного или частичного испарения. Кластеры могут объединять элементы и оксиды, сильно отличающиеся по индивидуальной летучести. Неудивительно поэтому, что при данном типе испарении нередко происходит обогащение паровой фазы веществами традиционно считающимися труднолетучими.

В связи с особыми условиями кластерного типа испарения необходимо отметить возможные приложения результатов его изучения. 1) Кластерное испарение может играть важную, если не решающую, роль в распределении элементов между паром и остаточным расплавом в ударных процессах и отразиться, соответственно, в составе импактных продуктов – ударных расплавах и конденсатах. 2) Кластерный тип испарения должен, по-видимому, наиболее ярко проявить себя при мелкомасштабных метеоритных ударах и, особенно, в обстановке сильно разреженной атмосферы (на планетах типа Марс, Меркурий, Луна и др.), когда основная масса облака пара расширяется со скоростью близкой к максимальной и когда процесс охлаждения и падения плотности пара идет достаточно быстро. В таких условиях кластерное состояние пара быстро закаливается при выходе облака пара на «бесстолкновительный» режим разлета.

В течение последних лет нами был разработан метод идентификации кластерных форм пара, который существенно дополняет используемый ранее химико-аналитический подход. Суть метода состоит в определении энергий связи основных (внутренних) электронов элементов, входящих в состав кластера, и сравнение их с имеющимися эталонными (или стандартными) данными химических соединений, которые табулированы в соответствующих

справочниках [Диков и др., 1979]. Сочетание двух методов – химико-аналитического и электронно-энергетического позволило более обоснованно идентифицировать молекулярные кластеры, которые, по всей видимости, присутствовали в паре.

В данной работе мы представляем некоторые новые экспериментальные и аналитические данные, подтверждающие кластерный тип испарения в условиях высокотемпературного импульсного нагрева вещества и наличие в паре таких кластеров, как нефелиновый, волластонитовый, силлиманитовый и некоторых других, на примере лазерных экспериментов с рядом плагиоклазов, а именно, с альбитом $Ab_{91}Ort_5An_4$, натровым лабрадором $Ab_{43}Ort_5An_{52}$, кальциевым лабрадором $Ab_{30}Ort_1An_{69}$ и битовнитом $Ab_{18}Ort_1An_{81}$. Названия выше перечисленных кластеров условны. Присваивая им те или иные названия, мы исходили, прежде всего, из аналитических данных отношений элементов в слоях конденсата. Например, в так называемом волластонитовом кластере зафиксировано отношение $Ca/Si \approx 1$, в нефелиновом - отношение $Na:Al:Si \approx 1:1:1$. Количество атомов кислорода в молекулярных кластерах не определялось.

Эксперименты по испарению и конденсации проводились на лазерной импульсной установке с плотностью мощности излучения 10^6 - 10^7 Вт/см² и длительностью импульса 10^{-3} с. Температура на образце минерала составляла ~ 3000 - 4000 К. Химические анализы исходных образцов и конденсатных плёнок были выполнены методом рентгеновский фотоэлектронный спектроскопии. Метод анализа помимо определения элементного состава слоёв конденсата давал возможность определять энергии связи элементов и их валентное состояние.

Ниже приведены основные результаты импульсного испарения полевых шпатов. Анализ слоёв конденсата, полученного при испа-

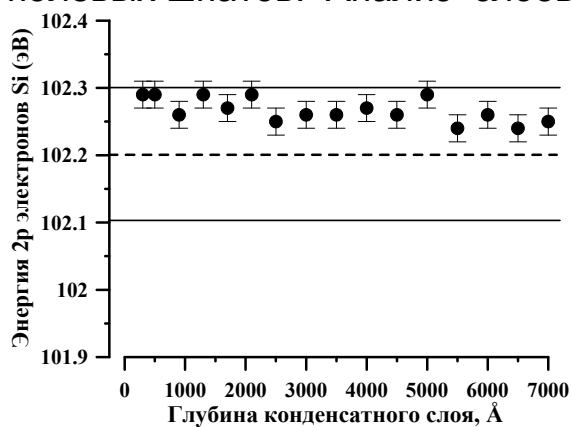


Рис.1.

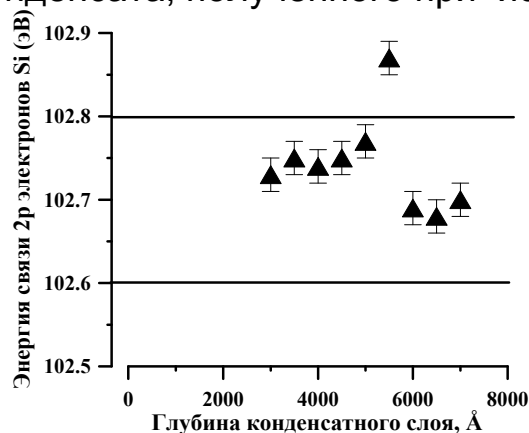


Рис.2.

рении альбита, показал, что вещество сконденсированного пара содержит нефелиновую и силлиманитовую атомные группировки.

На рис. 1 и 2 представлены измеренные в конденсате энергии связи 2р электронов кремния. На рисунках параллельными линиями обозначены интервалы энергий связи Si 2р электронов в стандартных нефелине (рис. 1) и силлиманите (рис. 2), и, как можно видеть, измеренные значения энергий связи в конденсате попадают в интервал соответствующих энергий для нефелина и силлиманита. Последующие рисунки, построенные по тем же принципам, что и рис. 1 и 2, показывают кластерные формы, идентифицированные в конденсатах, полученных при испарении основных плагиоклазов. При испарении натрового лабрадора в сконденсированном паре выявлены нефелиновый и волластонитовый кластеры. Они определены при сравнении энергий связи 2р электронов Al в конденсате и стандартном нефелине (рис. 3), и энергий связи 2р электронов Ca в конденсате и стандартном волластоните (рис. 4).

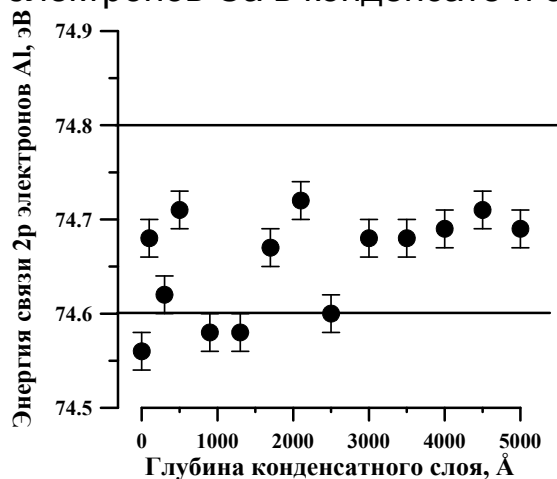


Рис.3.

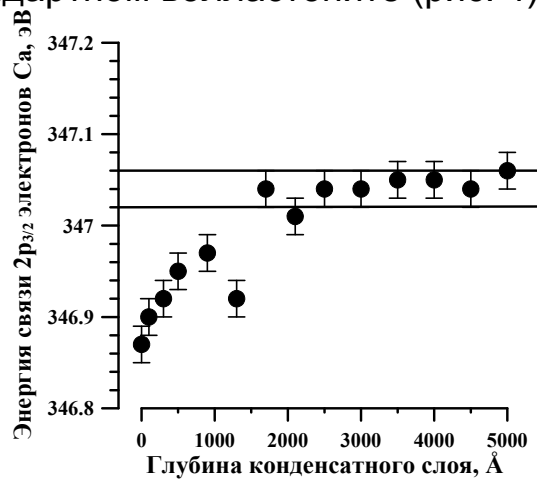


Рис.4.

При испарении кальциевого лабрадора в сконденсированном паре также выявлены нефелиновый и волластонитовый кластеры. Они определены при сравнении энергий связи 2р электронов Si в конденсате и стандартном нефелине (рис. 5), и энергий связи 2р электронов Ca в конденсате и стандартном волластоните (рис. 6).

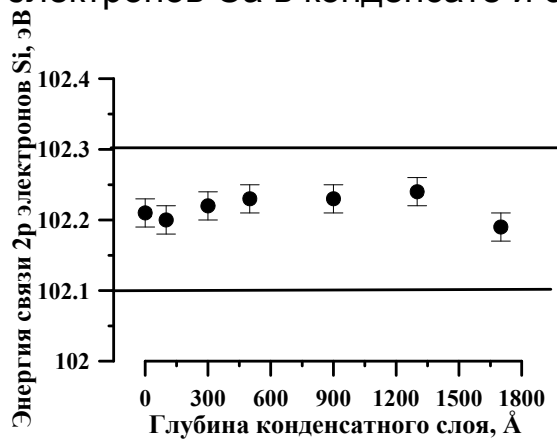


Рис.5.

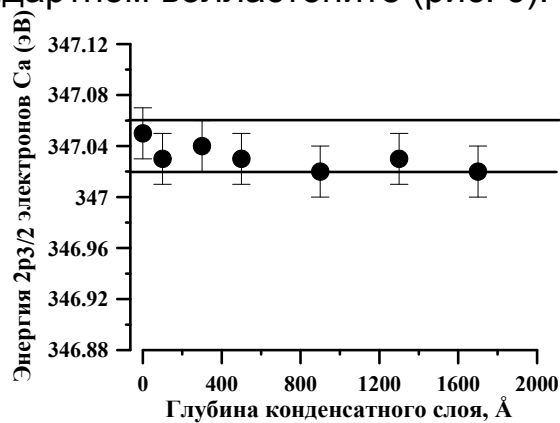


Рис.6.

В случае испарения битовнита также обнаружены нефелиновый (рис. 7) и волластонитовый кластеры (рис. 8), которые представляют, по-видимому, наиболее устойчивые и потому типичные формы частиц пара при испарении плагиоклазов.

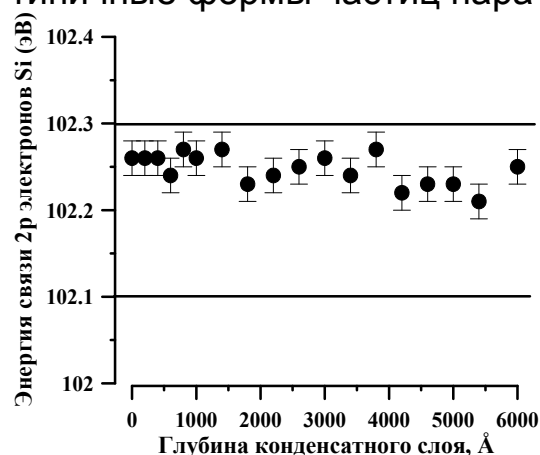


Рис. 7.

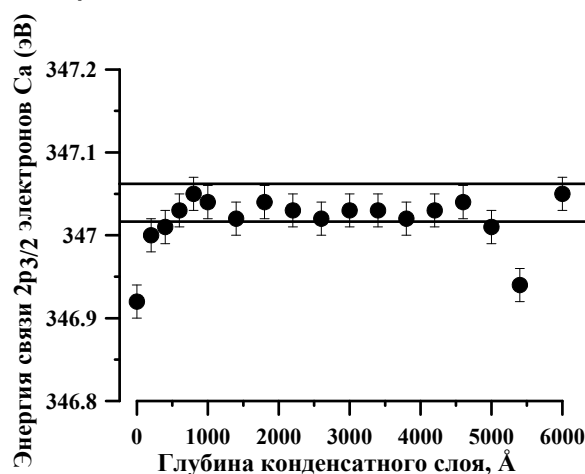


Рис. 8.

Литература

1. Герасимов М.В., Диков Ю.П., Яковлев О.И. Кластерный тип испарения силикатов // Петрология, 2012, т.20, № 5, с. 439-448.
2. Диков Ю.П., Брытов И.А., Ромашенко Ю.П., Долин С.П. Особенности электронного строения силикатов. Изд. Наука. Москва. 1979. 127 стр.

CLUSTER VAPORIZATION OF PLAGIOCLASES

^{1,2}**Yakovlev O.I.**, ²**Gerasimov M.V.**, ^{1,3}**Dikov Yu.P.**, ³**Buleev M.I.**

¹Institute of geochemistry and analytical chemistry (GEOKHI) RAS, Moscow, yakovlev@geokhi.ru

²Institute of space research (IKI) RAS, Moscow, mgerasim@mx.iki.rssi.ru

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

The cluster type vaporization of minerals occurs at very high temperatures in conditions of laser impulse experiments. The cluster type vaporization plays important role in impact processes of high temperature impact melts. The laser vaporization of a number plagioclases: $Ab_{91}Ort_5An_4$, $Ab_{43}Ort_5An_{52}$, $Ab_{30}Ort_1An_{69}$, $Ab_{18}Ort_1An_{81}$ – gives some stable cluster forms which are marked due to their composition and electron energy properties as nepheline, wollastonite, sillimanite, corundum and quartz.

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕОМАТЕРИАЛОВ МЕТОДОМ РЕНТГЕНОВСКОЙ ТОМОГРАФИИ

Якушина О.А., Хозяинов М.С.

Международный университет природы общества и человека «Дубна»

Рентгеновская томографии (РТ) является перспективным методом лабораторного анализа морфоструктуры геоматериалов. Исследование проводится при естественном состоянии слагающих фаз, без пробоподготовки – не нарушая исходного расположения индивидов, что повышает достоверность и информативность определяемых характеристик. Совокупность технических возможностей и алгоритмов обработки данных позволяет исследовать методом рентгенотомографии природное и техногенное минеральное сырье (в том числе тонкодисперсное) с разным диапазоном рентгеноконтрастности составляющих фаз, визуализировать результаты в интерактивном режиме, получать данные о фазовом составе и морфоструктурных характеристиках, дает возможность отбирать наиболее информативные образцы для дальнейших прецизионных дорогостоящих анализов, сокращая сроки и объемы выполняемых лабораторных работ, уменьшая тем самым общие затраты на исследования. Однако большинство современных лабораторий при изучении вещественного состава пользуются в основном стандартным набором методов, включающим оптико-минералогический, рентгенографический и фазовый элементный (химический) анализы, а для решения конкретных задач применяются прецизионные физические методы – микрорентгеноспектральный (микрозондовый) метод и электронная микроскопия.

Сегодня в переработку вовлекаются новые типы сырья, считавшиеся неперспективными – и возникают определенные трудности при исследовании их минерального (фазового) состава и текстурно-структурных особенностей, из-за сложности полиминерального состава изучаемых объектов, наличия в них тонкодисперсных и аморфных агрегатов, неоднородности зерен промышленно ценных минералов, близости физических свойств рудообразующих минералов. Эти задачи во многих случаях могут быть успешно решены включением в применяемый аналитический комплекс метода рентгеновской томографии (РТ) ядерно-физического метода изучения минерального и техногенного сырья, известного как метод интроскопии или дефектоскопии для изучения внутреннего объема исследуемого объекта без разрушения [Мир измерений, 2003].

Экспериментальные исследования геообъектов проводятся на отечественном рентгеновском микротомографе ВТ-50-1 «Геотом» (ПРОМИНТРО, Россия) по нормативно-методическими документам

НСОММИ [МР № 130, 1999]. Принципиальная схема рентгенотомографического анализа приведена на рис. 1.



Рис. 1. Схема последовательности операций РТ- анализа.

Исследование проводится в три этапа: 1. Просвечивающая рентгенографическая съемка всего объекта (или его части) как предварительный анализ его внутреннего строения, которая позволяет провести предварительный анализ структуры исследуемого образца, выявить наличие или установить отсутствие сильнопоглощающих фаз и выбрать наиболее представительные участки, через которые целесообразно провести плоскости томографических сечений. 2. Съемка томограммы по выбранному сечению в образце. 3. Расчет экспериментальных и теоретических

значений ЛКО для определения фаз и выявления структурно-текстурного рисунка исследуемого образца. Для определения гранулометрических характеристик и содержания отдельных фаз проводится линейный и площадной анализы изображений томограмм на основе построения гистограмм частотного распределения амплитуды ЛКО (см. рис. 2).

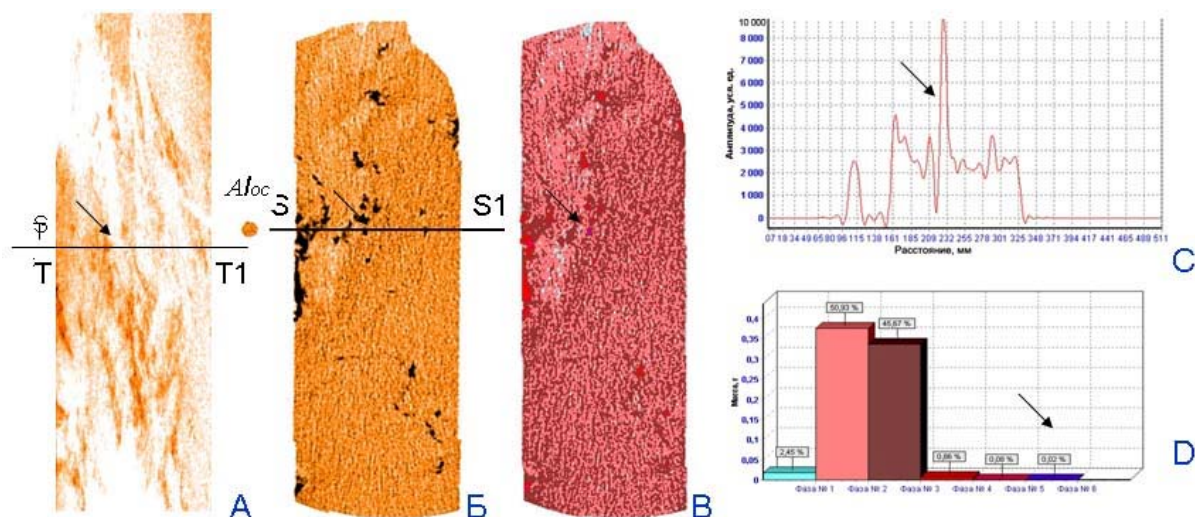


Рис. 2. РТ-анализ: А – рентгенограмма, Б – томограмма по сечению $T-T1$ (ОС – АI), В – обработка по «TomAnalysis», С – построение профиля распределения ЛКО по линии S – S1, D – гистограмма % соотношения фаз.

Идентификация элементов микронеоднородности (минеральных фаз) осуществляется путем сопоставления отношений амплитуд ЛКО (α_z), установленных на томограмме для фазы и образца сравнения (как правило, АI) с теоретически рассчитанными для них отношениями эффективных величин ЛКО (α_T): $\alpha = \text{ЛКО}_{\text{Ио}}/\text{ЛКО}_{\text{Ос}}$. Именно этот методический прием позволяет проводить автоматическую идентификацию фаз и отличает представленную работу от известных. Он позволяет сопоставлять измерения, проведенные при разных режимах съемки, для ИФ разных размеров, при меняющемся вещественном (минеральном) составе вмещающей среды (горной породы, минерального агрегата) – «геологическом фоне» образцов. Расчет осуществляется в предположении, что химический состав и плотность идентифицируемой фазы известны. В случае значительной величины рентгеноконтрастности фаз при расчетных оценках величин ЛКО используется моноэнергетическое приближение; при необходимости проводятся расчеты, учитывающие реальный спектр излучения, его трансформацию при прохождении через образец, конкретные размеры и расположение элементов микронеоднородности в образце. Близость отношений измеренных

амплитуд и рассчитанных величин ЛКО для идентифицируемой фазы и ОС с большой степенью вероятности будет свидетельствовать о правильности предположения относительно минерального состава диагностируемых фаз изучаемого объекта. Известные данные о морфологии минеральных образований, их размерах, кристаллографических формах, а также другая информация позволяют повысить надежность идентификации фаз, морфоструктурных особенностей исследуемого образца, выделенных на томограммах.

Рентгенотомография в комплексе с традиционными оптико-петрографическими методами позволяет получать данные о морфоструктурных характеристиках природного и техногенного минерального сырья [Якушина и др. 2003], устанавливать фазовый состав, текстурно-структурные характеристики руды и выявлять взаимосвязь этих параметров с технологическими свойствами (измельчение, характер раскрытия и пр.), для прогноза качества минерального сырья.

Литература

1. Методические рекомендации (МР) НСОММИ № 130 «Исследование фазовой и структурно-текстурной микронеоднородности объектов методом рентгеновской микротомографии». М.: ВНИИгеосистем. 1999. 53 с.
2. Якушина О.А., Ожогина Е.Г., Хозяинов М.С. Рентгеновская вычислительная микротомография - неразрушающий метод структурного и фазового анализа // Мир измерений. 2003. № 10(32). С. 12-17.

X-RAY COMPUTED TOMOGRAPHY FOR GEOMATERIALS STUDY

Yakushina O.A., Khozyainov M.S.

Dubna International University for Nature, Society and Man, yak_oa@mail.ru

X-ray CT analysis is non-destructive nuclear physical method for fast estimation of internal texture and structure characteristics of mineral and technogenic raw materials investigation. A number of geomaterials samples have been tested for morphostructural peculiarities and phase composition. X-ray CT permits to obtain direct visual picture of internal structure, reconstruct the 3-D image of the sample.

РЕНТГЕНОВСКАЯ ТОМОГРАФИЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ

¹**Якушина О.А.** ²**Ожогина Е.Г.**, ¹**Хозяинов М.С.**

¹Международный университет природы общества и человека «Дубна»

²ФГУП «ВИМС» им. Н.М.Федоровского

Исследование минерального вещества для получения технологической информации о природном или техногенном сырье имеет задачей определение его морфоструктурных характеристик, т.е. *фазового* (минерального) состава и *текстурно-структурных* характеристик. Именно они имеют важное значение, поскольку отражают взаимоотношение рудных и нерудных минералов, характер их сростаний, размер и форму зерен и являются определяющими при выборе технологической схемы обогащения и прогнозировании технологических показателей. Традиционно текстурно-структурные характеристики руд устанавливаются с помощью оптической микроскопии. В последние годы в технологической минералогии широко используется оптико-геометрический анализ изображений, позволяющий определять характер распределения минералов в руде и продуктах ее обогащения, в том числе форму и размер зерен, тип сростков.

Метод рентгеновской вычислительной томографии (РТ), относительно новый метод, используемый в практике исследований для решения задач технологической минералогии. По томограммам (оцифрованным изображениям тонких плоских слоев), полученным в результате послойного сканирования геообъекта можно изучать объемные особенности распределения (форму, размеры) минеральных агрегатов и получать их текстурно-структурные характеристики. Экспериментальные исследования проводились на отечественном рентгеновском микротомографе ВТ-50-1 «Геотом» (ПРОМИНТРО, Россия) согласно [МР НСОММИ № 130, 1999].

Приведем примеры практического применения рентгенотомографии в технологической минералогии рудного сырья. Так, для карбонатных марганцевых руд Усинского месторождения РТ позволил не только решить вопрос о характере распределения в них «вредной» примеси силикатов марганца тефроита и пироксмангита (9,58%), образующих вкрапленность в главных рудных минералах – родохрозите II генерации (55,22%) и

манганокальците. но и разделить родохрозит и манганокальцит, имеющих близкие оптические константы и не всегда различимые методами световой оптики. Эти данные позволили однозначно утверждать о невозможности извлечения силикатов марганца из рудных минералов механическими методами, т.к. их размеры не превышают первые десятки микрометров.

Для осадочных карбонатных марганцевых руд Тынынского месторождения методом РТ был решен технологический вопрос - показано, что хотя в исходной руде имелось значительное содержание слоистых (глинистых) минералов, но с уменьшением крупности зерен различие в фазовом составе исходной и «мытой» руды нивелируется, и при размере 1 мм, глинистого материала сохраняется примерно одинаково, таким образом, можно не применять операцию «отмывания» руды.

В начале лабораторных исследований руд Сейбинского рудного узла РТ выявила особенности распределения и характер взаимоотношения рудообразующих минералов: практически равномерную тонкую вкрапленность кварца и гидроксидов железа в рудном марганцевом агрегате, что показало о невозможность применения физических методов обогащения, характер взаимоотношения марганцевых фаз определил невозможность селективного разделения конкретных марганцевых минералов, учитывая близость их физических свойств. Визуально зерна рудных минералов всех классов крупности выглядели однородными, Однако РТ-анализ показал, что они являются пиролюзит-псиломелановыми агрегатами – гидроксиды марганца, в результате окисления, образуют тонкую оболочку на поверхности зерен, Таким образом, установленные РТ особенности строения руд определенным образом влияют на технологических свойствах руды и качество продуктов; определяют перспективность применения именно методов химического обогащения.

Использование РТ позволило решить вопрос о минеральной форме фосфора и особенностях ее микростроения в марганцевых рудах Порожинского месторождения. Зерна, которые под бинокулярным микроскопом принимались за апатит и выглядели однородными (миноминеральными), оказались тонкодисперсными срастаниями: томограммы выявили, что они являются агрегатами

апатит-кварц-опалового состава, или тонкодисперсными срастаниями апатита с опалом, даже если они сохранили кристаллографическую форму. На томограммах установлено, что опал формирует на поверхности кристаллов и агрегатов апатита почти сплошную оболочку размером до 100 мкм, вполне достаточную, чтобы «маскировать» собственно апатит, понижая его плотность, изменяя характеристики поверхности и препятствуя тем самым выделению этого фосфорсодержащего минерала из руды методами флотации с использованием поверхностноактивных веществ – методами РРС и глубокого обогащения.

В рудах Тагарского железорудного месторождения РТ-анализ позволил установить особенности состава и структурно-текстурный рисунок руд, в том числе, проследить характер мартитизации в природных агрегатах, обуславливающий в определенной степени неоднородность магнетита: на томограммах четко фиксируется 5-6 фаз, главные – магнетит, маггемит и гематит. Окисление магнетита происходит локально, не во всем объеме минерала, что фиксируется на томограммах в виде «пятнистых» участков изменения ЛКО. Текстурная неоднородность рудных агрегатов, связанная с тесным срастанием рудообразующих фаз, негативно влияет на их полное раскрытие, прежде всего, магнетита.

В случае техногенного минерального сырья – металлургических шлаков, РТ позволяет выявить фазовую неоднородность, характер распределения и соотношение в шлакообразующей массе основных полезных фаз. Так у железосодержащих шлаков, рудная часть которых представлена непрерывным изоморфным рядом шпинель-магнетит-хромит, на томограммах наблюдалось пятнистое, каемчатое сложение агрегатов, явно вторичного происхождения, связанного с техногенными процессами. Эвтектические колонии, четко различимые на томограммах, являются подтверждением одновременного присутствия магнетита двух разновидностей. Полученные данные позволяют дать прогнозную оценку технологических свойств металлургических шлаков – использование физических методов обогащения будет для них неэффективно, целесообразно использовать химические методы, принимая во внимание характер распределения и морфоструктурные

характеристики техногенных фаз, гетерогенное строение основных рудных фаз треворит-магнезиоферрита и магнетита и их агрегатов.

Таким образом, использование РТ, с привлечением априорной минералого-петрографической информации, в комплексе современных физических методов исследования в сжатые сроки позволяет получать важную технологическую информацию о свойствах и качестве минерального сырья.

Литература

1. Методические рекомендации (МР) НСОММИ № 130 «Исследование фазовой и структурно-текстурной микронеоднородности объектов методом рентгеновской микротомографии». М.: ВНИИгеосистем. 1999. 53 с.
2. Якушина О.А., Ожогина Е.Г., Хозяинов М.С. Рентгеновская вычислительная микротомография – неразрушающий метод структурного и фазового анализа // Мир измерений. 2003. № 10(32). С. 12-17.

X-RAY COMPUTED TOMOGRAPHY FOR TECHNOLOGICAL MINERALOGY

Yakushina O.A.¹, Ozhogona E.G.², Khozyainov M.S.¹

¹Dubna International University for Nature, Society and Man, yak_oa@mail.ru

²All-Russia Institute of Mineral Resources (VIMS), vims-ozhogina@mail.ru

X-ray CT applied implementation in technological mineralogy for geomaterials internal texture, morphology, texture, granules, phase composition investigation is discussed. Morphostructural peculiarities of mineral samples may be tested by this fast non-destructive method also for quantitative estimation. X-ray CT permits to obtain direct visual picture of the internal structure, to reconstruct the 3-D image of internal structure.