

Материалы  
**XII МЕЖДУНАРОДНОЙ ШКОЛЫ**  
ПО НАУКАМ О ЗЕМЛЕ  
ИМЕНИ ПРОФЕССОРА Л.Л. ПЕРЧУКА  
11-15 сентября 2020

Abstract volume of  
**XII L.L. PERCHUK**  
**INTERNATIONAL SCHOOL**  
I.S.E.S.-2020  
September 11-15, 2020

Петропавловск-Камчатский  
2020



Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН  
Геологический факультет МГУ

---

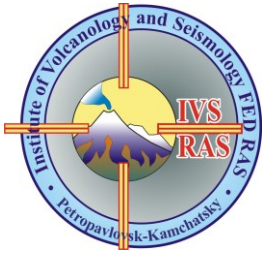


# **XII МЕЖДУНАРОДНАЯ ШКОЛА ПО НАУКАМ О ЗЕМЛЕ имени профессора Л.Л. Перчука**

**11-15 сентября 2020**

## **Материалы Школы**

**Петропавловск-Камчатский  
2020**



**Institute of volcanology and seismology FEB RAS**  
**Faculty of Geology, Moscow State University**

---



# **XII L.L. PERCHUK INTERNATIONAL SCHOOL OF EARTH SCIENCES, I.S.E.S.-2020**

**11-15 September, 2020**

**Abstract volume**

**Petropavlovsk-Kamchatsky  
2020**

УДК 55

Научное издание

**Материалы XII Международной школы по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука (ISES-2020), 11-15 сентября 2020 г.** – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. – 78 с.

**ISBN 978-5-902424-32-1**

В материалах XII Международной школы по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука (ISES-2020) представлены результаты исследований в разных дисциплинах геологии: петрология, минералогия, геохимия, инженерная и морская геология, геоэкология, динамическая геология. Одна из важнейших задач школы – интернационализация науки и системы обучения в университетах СНГ и доведения ее до современного международного уровня.

Материалы публикуются в авторской редакции.

Утверждено к печати  
Ученым советом  
Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

*Главные редакторы:*  
академик РАН Когарко Л.Н., д.г.-м.н. Перчук А.Л., д.г.-м.н. Озеров А.Ю.

*Заместитель главного редактора:*  
к.г.-м.н. Житова Е.С.

*Ответственный секретарь:*  
к.ф.-м.н. Долгая А.А.

*Редакционная коллегия:*  
Подгорнова С.Т., Нуждаев А.А., Рогозин А.Н.

На обложке:  
Вулкан Авачинский  
Фото А.Ю. Озерова

**ISBN 978-5-902424-32-1**

© ИВиС ДВО РАН, 2020  
© Коллектив авторов, 2020

UDC 55

Scientific edition

**Abstracts of XII L.L. Perchuk International School of Earth Sciences (ISES-2020), 11-15 September 2020 г.** – Petropavlovsk-Kamchatsky: IVS FEB RAS, 2020. – 78 p.

**ISBN 978-5-902424-32-1**

Abstracts submitted to the XII L.L. Perchuk International School of Earth Sciences (ISES-2020) present the results of research in different geological disciplines: petrology, mineralogy, geochemistry, engineering and marine geology, geocology, dynamic geology. One of the most important tasks of the school is an internationalization of science and the educational system at universities in the CIS countries and bringing it to the modern international level.

Abstracts are published in the author's version.

Approved for publishing by the  
Academic council of  
Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS

*Chief editors:*

Academician Liya N. Kogarko, Dr. Alexey L. Perchuk, Dr. Alexei Yu. Ozerov

*Deputy chief editor:*

Elena S. Zhitova

*Executive secretary:*

Anna A. Dolgaya

*Editorial team:*

Svetlana T. Podgornova, Anton A. Nuzhdayev, Aleksei N. Rogozin

Cover image:

Avachinsky volcano

Photo courtesy Alexei Ozerov

**ISBN 978-5-902424-32-1**

© IVS FEB RAS, 2020

© Group of authors, 2020

# ОГЛАВЛЕНИЕ

## Contents

<i>Акимова Е.Ю., Кольцов А.Б.</i> <b>Термодинамическое моделирование десиликации при метаморфизме кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (Беломорский подвижный пояс Восточной Фенноскандии)</b>	10
<i>Арискин А.А., Пшеницын И.В., Николаев Г.С., Кислов Е.В.</i> <b>Физико-химическая природа концентрирования ЭПГ в сульфидоносных породах расслоенных интрузивов (на примере Йоко-Довыренского массива)</b>	11
<i>Бенделиани А.А., Бобров А.В., Бинди Л., Ирифуне Т.</i> <b>Корово-мантийное взаимодействие: приложение к образованию высокоглиноземистых водосодержащих фаз в условиях мантии Земли</b>	12
<i>Билая Н.А., Зеленковский П.С., Кораблев А.П.</i> <b>Эколого-геохимические особенности почв вулканического плато Толбачинский Дол</b>	13
<i>Бобров А.В., Матросова Е.А.</i> <b>Минералы титана в мантии Земли</b>	14
<i>Вапник Е., Галускина И.О., Галускин Е.В., Бритвин С.Н., Мурашко М.Н., Шарыгин В.В., Ерохина М.</i> <b>Геологические, геохимические, минералогические и петрологические загадки комплекса Хатрурим, Израиль и Иордания</b>	15
<i>Вишневская И.А., Костицын Ю.А., Окунева Т.Г., Русаков В.Ю., Солошенко Т.Г.</i> <b>Изотопный состав Sr, Nd, Pb голоценовых глинистых отложений залива Цивольки (архипелаг Новая Земля)</b>	16
<i>Гришакина Е.А., Маковчук В.Ю., Сорокин Е.М., Уварова А.В., Дмитровский А.А., Слюта Е.Н., Иванов М.А., Вознесенский Е.А., Никитин М.С., Сенцова Е.А.</i> <b>Марсианский грунт-аналог для отработки посадки космических аппаратов</b>	17
<i>Гришнякова А.И., Лебедев С.В.</i> <b>Распределение естественных радионуклидов в диктионемовых сланцах</b>	18
<i>Губанов Н.В., Зедгенизов Д.А.</i> <b>Эволюция состава среды кристаллизации алмазов в «оболочке» из кимберлитовой трубки Айхал (Сибирская платформа)</b>	19
<i>Долгая А.А.</i> <b>Оценка опасности вулканов Камчатки с помощью коэффициента вулканического риска VRC</b>	20
<i>Егорова Ю.С.</i> <b>Модель формирования первичных санукитоидных расплавов</b>	21
<i>Жегунов П.С., Буханова Д.С., Кутырев А.В., Чубаров В.М.</i> <b>Золото-медно-палладиевая минерализация Бараньего рудопроявления Итчайваямского дунит-клинопироксенит-габбрового массива, Корьякское нагорье</b>	22
<i>Житова Е.С., Назарова М.А., Сергеева А.В., Нуждаев А.А., Буханова Д.С.</i> <b>Выцветы Дачных источников Мутновского вулкана (Камчатка, Россия)</b>	23
<i>Житова Е.С., Сергеева А.В., Нуждаев А.А., Золотарёв А.А., Бочаров В.Н., Исмагилова Р.М.</i> <b>Колебательные спектры аммонивольтаита с Северо-Камбального термального поля (Камчатка, Россия)</b>	24

<i>Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Логвинова А.М., Калинина В.В.</i>	25
<b>Неоднородность алмазоносных мантийных субстратов Сибирского кратона: по данным изучения включений гранатов в алмазах</b>	
<i>Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Викентьев И.В.</i>	26
<b>Минералого-геохимические особенности рудопроявления Амфиболитовое (Полярный Урал). Первые результаты</b>	
<i>Искрина А.В., Бобров А.В., Спивак А.В., Ерёмин Н.Н., Марченко Е.И., Дубровинский Л.С.</i>	27
<b>Экспериментальное исследование алюминатов кальция при параметрах переходной зоны и нижней мантии Земли</b>	
<i>Исмагилова Р.М., Житова Е.С., Золотарев А.А., Кривовичев С.В.</i>	28
<b>Высокотемпературное преобразование молибдатов и фосфатов меди: линдгрениита, ссеничита, либетениита и люджибаита</b>	
<i>Калугина А. Д., Зедгенизов Д. А.</i>	29
<b>Рамановская спектроскопия включений гранатов и клинопироксенов в природных алмазах</b>	
<i>Киселева Д.В., Шагалов Е.С., Червяцова О.Я., Окунева Т.Г., Солошенко Н.Г.</i>	30
<b>Изотопные отношения стронция в системе вода-порода пещеры Шульган-Таш (Капова)</b>	
<i>Кислов Е.В., Каменецкий В.С., Вантеев В.В.</i>	31
<b>Метасоматическое происхождение хромититов Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье)</b>	
<i>Климова Е.В., Матреничев В.А.</i>	32
<b>Экспериментальное выщелачивание гранитоидов. Попытка решения K/Na парадокса</b>	
<i>Левашова Е.В., Левашов Д.С.</i>	33
<b>Геохимические характеристики циркона из сиенитов, связанных с редкоземельными месторождениями</b>	
<i>Маковчук В.Ю., Гришакина Е.А., Слюта Е.Н.</i>	34
<b>Имитаторы лунного грунта для широкомасштабных натуральных экспериментальных исследований</b>	
<i>Назарова М.А., Горбач Н.В., Житова Е.С.</i>	35
<b>Минеральный состав обвалных отложений и новообразований вулкана Жупановский (Камчатка, Россия)</b>	
<i>Новикова А.С., Алферьева Я.О.</i>	36
<b>Экспериментальное изучение взаимодействия кальцита с онгонитовым расплавом массива Ары Булак</b>	
<i>Нуждаев А.А.</i>	37
<b>Поведение ртути на современных термальных полях Южной Камчатки</b>	
<i>Нуждаев И.А., Феофилактов С.О., Денисов Д.К.</i>	38
<b>Геофизические исследования на термальных полях Камбального вулканического хребта (Южная Камчатка)</b>	
<i>Окунева Т.Г., Киселева Д.В., Селезнев А.А.</i>	39
<b>Использование изотопов цинка в качестве трасера антропогенных загрязнений</b>	
<i>Панкрушина Е.А., Щапова Ю.В., Кобузов А.С., Вотяков С.Л.</i>	40
<b>Статистические подходы при обработке рамановских спектров минералов и флюидных включений: анализ термоэффектов, гиперкартирования и солёности</b>	

<i>Перовский И.А.</i> <b>Синтез титаносиликатов из лейкоксенового концентрата</b>	41
<i>Перчук А.Л.</i> <b>Как устроены зоны субдукции: обзор данных по петрологическому и термомеханическому моделированию</b>	42
<i>Подольская М.М., Якубович О.В.</i> <b>Особенности определения содержания урана и тория в пирите</b>	43
<i>Пупатенко В.В.</i> <b>Резонансные колебания плотины Бурейской ГЭС и микросейсмический шум на станциях локальной сейсмологической сети</b>	44
<i>Пшеницын И.В., Арискин А.А., Корост Д.В., Кубракова И.В., Хомяк А.Н.</i> <b>Эволюция сульфидных расплавов в нижней части Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье, Россия)</b>	45
<i>Реутский В.Н.</i> <b>Изотопное фракционирование при мантийных температурах и давлениях</b>	46
<i>Рогозин А.Н.</i> <b>Карымшинский вулканический комплекс (Южная Камчатка) и связанные с ним гигантские плиоцен-плейстоценовые эксплозивные извержения</b>	47
<i>Рянская А.Д., Киселева Д.В., Панкрушина Е.А., Косинцев П.А., Бачура О.П., Гусев А.В., Вотяков С.Л.</i> <b>Фазовый состав и структурные изменения биогенного апатита на ранних стадиях фоссилизации</b>	48
<i>Сапегина А.В., Перчук А.Л., Сафонов О.Г., Япаскурт В.О., Шацкий В.С.</i> <b>Минеральные реакции и P-T-fO<sub>2</sub> условия образования ксенолитов основных гранулитов из кимберлитовой трубки Удачная</b>	49
<i>Сергеева А.В., Житова Е.С., Нуждаев А.А.</i> <b>Выпаривание поровых растворов из глин термальных полей южной Камчатки: образование водорастворимых солей</b>	50
<i>Сергеева А.В., Житова Е.С., Топчиева О.М., Назарова М.А.</i> <b>Кристаллизация аналогов минералов и минералоподобных фаз в системе Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> – (NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> – H<sub>2</sub>O при температуре 40°C</b>	51
<i>Слюта Е.Н.</i> <b>Геология, геохимия и геофизика Луны: приоритетные научные задачи и методы исследования</b>	52
<i>Смирнов С., Котов А.А., Максимович И.А., Бульбак Т.А., Максимович Я.В., Томиленко А.А.</i> <b>Летучие компоненты в малоглубинных вулканических очагах: известные закономерности и новые данные</b>	53
<i>Соболев С.Н., Арискин А.А., Бухарев А.Ю., Таркини С., Пшеницын И.В., Николаев Г.С., Шкурский Б.Б.</i> <b>CSD оливина в дунитовой зоне Йоко-Довырена: связь с геохимией и динамикой компакции кристаллической каши</b>	54
<i>Соколова Т.С., Дорогогопеец П.И.</i> <b>Термодинамическое описание Са-силикатов в системе CaSiO<sub>3</sub></b>	55
<i>Соловьев А.А., Смирнов А.Г., Чинкин В.Е., Пилипенко В.А.</i> <b>Исследование токовых систем ионосферы по наземным данным магнитных</b>	56



наблюдений

- Соловьев К.А., Шарыгин И.С., Головин А.В.* 57  
**Формирование зональности в гранатах ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная**
- Турчинская О.И., Слюта Е.Н.* 58  
**Предварительные данные по картированию и определению различных концентраций ильменита в лунных породах на видимой стороне Луны**
- Филимонов А.В., Вахрушев С.Б., Кумзеров Ю.А.* 59  
**Исследование плавления/затвердевания воды в наноканалах методом рассеяния нейтронов**
- Шагалов Е.С., Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Сустанов С.Г.* 60  
**Амфиболы и слюды в габброидах среднерифейской Кусинской расслоенной интрузии (Южный Урал, Россия)**
- Шиловских В.В., Хворов П.В., Топчиева О.М., Житова Е.С.* 61  
**Минералогия гидротермально измененных пород Третьяковских источников о. Кунашир (Курильские о-ва, Россия)**
- Шишкина Т.А., Мигдисова Н.А., Сущевская Н.М., Крашенинников С.П.* 62  
**Составы и условия кристаллизации толеитовых магм района тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) по данным изучения расплавных включений в минералах-вкрапленниках и закалочных стекол**
- Шмакова А.М.* 63  
**Минералого-петрографическая и петрохимическая характеристика метадолеритов п-ова Канин**
- Agapkin I.A., Kotov P.I.* 64  
**The relationship between the electrical and strength properties of frozen saline soils**
- Bergal-Kuvikas O.V., Churikova T.G., Gordeychik B.N., Ladygin V.M., Kronz A., Wörner G.* 65  
**Physical and chemical variations of volcanic rocks from historical eruptions of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka**
- Churikova T.G.* 66  
**Across-arc geochemical variations in the Quaternary volcanic rocks of Kamchatka**
- Gordeychik B.N., Churikova T.G., Shea T., Kronz A., Simakin A.G., Wörner G.* 67  
**Fo-Ni trends of olivine phenocrysts reflect processes of crystallization and diffusion**
- Kanygina N.A., Piliitsyna A.V., Degtyarev K.E., Tretyakov A.A., Pang K.-N., Lee H.-Y.* 68  
**Age and provenance of detrital zircons from the garnet – mica schists of the Zhingeldy block of the Zheltau terrane (Southern Kazakhstan)**
- Kolesnikova A.A., Kuznetsov N.B., Priyatkina N.S., Romanuk T.V., Shatsillo A.V.* 69  
**Age and geochemistry of metagranites from the Yenisei Ridge: Siberian roots of the Central Angara terrain**
- Kutyrev A.V., Kamenetsky V.S.* 70  
**Platinum-group elements, Au and Re in the Upper-Cretaceous picrites of Kamchatka**
- Mityaev A.S., Safonov O.G., van Reenen D.D., Varlamov D.A., Reutsky V.N., Izokh O.P., Smit C.A.* 71  
**Fluid-magmatic interaction of granulite complex and craton: An example from the Southern Marginal Zone of the Limpopo Complex and Kaapvaal craton, South Africa**
- Nikolenko A. M., Wohlgemuth-Ueberwasser C.C., Mikhailova Yu. A., Veksler I. V.* 72  
**Trace element characteristics of pyroxene, apatite and calcite in the Kovdor intrusion (Kola Peninsula, Russia)**

<i>Nishizawa T., Nakamura H., Churikova T.G., Gordeychik B.N., Ishizuka O., Pevzner M.M., Iwamori H.</i>	73
<b>Quaternary arc magmatism at the Northern part of Sredinny Range on Kamchatka: preliminary report</b>	
<i>Pilitsyna A.V., Degtyarev K.E., Tretyakov A.A.</i>	74
<b>High-pressure complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): first geochronological and geochemical data</b>	
<i>Safonov O.G.</i>	75
<b>Heat vs. fluids: crustal metamorphism and anatexis</b>	
<i>Seliutina N.E., Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Varlamov D.A., Sharygin I.S., Konstantinov K.M.</i>	76
<b>P-T conditions of mineral equilibria in garnet-biotite crustal xenoliths from the Yubileynaya and Sytykanskaya kimberlite pipes, Yakutia</b>	
<i>Silantyev S.A.</i>	77
<b>A new look at the structure of the Pacific lithosphere near the Northwestern segment of the Aleutian Subduction Zone: as it evidenced from petrology and geochemistry of mafic-ultramafic rock assemblages of Stalemate and Shirshov Rises</b>	
<i>Veksler I.V.</i>	78
<b>Silicate liquid immiscibility in magmas</b>	

# Термодинамическое моделирование десиликации при метаморфизме кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (Беломорский подвижный пояс Восточной Фенноскандии)

Акимова Е.Ю.<sup>1,2</sup>, Кольцов А.Б.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИГГД РАН, Санкт-Петербург *e.akimova@spbu.ru*;

<sup>2</sup>Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург *a.koltsov@spbu.ru*

В пределах Беломорского подвижного пояса известно более десятка проявлений корундсодержащих пород (ссылки в Bindeman et al., 2014), генезис которых остаётся дискуссионным. Нами при помощи программного комплекса Perple\_X (версия Perple\_X 6.9.0, обновленная 18.05.2020) (Connolly, 2005) построены псевдосечения в координатах  $P - T$ ,  $T - \mu(\text{SiO}_2)$ ,  $\mu(\text{SiO}_2) - \mu(\text{Na}_2\text{O})$  для заданного химического состава кианит-гранат-биотитового гнейса чупинской толщи (Мыскова и др., 2000). Использована термодинамическая база данных *hp02ver.dat*, диаграмма  $\mu(\text{SiO}_2) - \mu(\text{Na}_2\text{O})$  рассчитана для  $P=8$  кбар,  $T=650^\circ\text{C}$ , в условиях присутствия углекислотно-водного флюида с  $X(\text{CO}_2)=0.3$ .

Полученные результаты свидетельствуют о том, что метаморфизм кианит-гранат-биотитовых гнейсов не способен привести к формированию ассоциаций с корундом. Разновидности корундсодержащих пород, по крайней мере, некоторые, сформировались путём метасоматической переработки кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи. В частности, их десиликация приводила к постепенной смене ассоциаций: сначала в гнейсах исчезал кварц ( $\text{Pl}+\text{Bt}+\text{Grt}+\text{Ky}$ ), затем возникали ассоциации со ставролитом ( $\text{Pl}+\text{Bt}+\text{Grt}+\text{Ky}+\text{St}$ ), при дальнейшей десиликации – с корундом ( $\text{Pl}+\text{Bt}+\text{Grt}+\text{St}+\text{Crn}$ ). В этом процессе, вероятно, повышалась активность воды, т.к. ассоциации со ставролитом стабильны только при  $a(\text{H}_2\text{O})$  не ниже 0.63, именно поэтому ставролит отсутствует в гнейсах чупинской толщи вне зон метасоматоза.

Возникновению амфиболсодержащих метасоматитов с корундом ( $\text{Pl}+\text{Bt}+\text{Grt}+\text{Hbl}+\text{Crn}$ ) могла способствовать более выраженная десиликация гнейсов, сопровождавшаяся повышением  $\mu(\text{Na}_2\text{O})$  и выносом  $\text{K}_2\text{O}$ . При этом повышение  $\mu(\text{CaO})$  способствовало бы исчезновению ассоциаций с кианитом и ставролитом, а также возникновению ассоциаций с цоизитом, поэтому  $\text{CaO}$ , по всей видимости, оставался инертным, как и  $\text{FeO}$  и  $\text{MgO}$ . В пользу этого свидетельствует то, что в корундсодержащих породах отмечается олигоклаз, но в случае повышения  $\mu(\text{CaO})$  и/или инертности  $\text{Na}_2\text{O}$  при десиликации плагиоклаз становился бы более основным.

Ранее отмечавшиеся в корундсодержащих породах редкие ассоциации  $\text{Hbl}+\text{St}$  и  $\text{Hbl}+\text{Ky}$  (ссылки в Bindeman et al., 2014) в данном случае, по-видимому, неравновесны (роговая обманка сформировалась после кианита и ставролита). Ставролит и кианит могут возникать в парагенезисе с роговой обманкой только при метасоматозе гранатовых амфиболитов, сопровождающемся уменьшением  $\mu(\text{SiO}_2)$  и  $\mu(\text{CaO})$ .

## Литература:

- Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Львов А.Б., Миллер Ю.В. (2000) Происхождение чупинских гнейсов Беломорья в свете новых литолого-геохимических данных. Литология и полезные ископаемые 6: 653–664.
- Bindeman I.N., Serebryakov N.S., Schmitt A.K. et al. (2014) Field and microanalytical isotopic investigation of ultradepleted in  $^{18}\text{O}$  Paleoproterozoic “Slushball Earth” rocks from Karelia, Russia. *Geosphere* 10: 308–339.
- Connolly J.A.D. (2005) Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters* 236: 524–541.

# Физико-химическая природа концентрирования ЭПГ в сульфидоносных породах расслоенных интрузивов (на примере Йоко-Довыренского массива)

**Арискин А.А.<sup>1,2</sup>, Пшеницын И.В.<sup>1,2</sup>, Николаев Г.С.<sup>2</sup>, Кислов Е.В.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Геологический факультет МГУ, Москва [ariskin@rambler.ru](mailto:ariskin@rambler.ru);

<sup>2</sup>ГЕОХИ РАН, Москва; <sup>3</sup>ГИН СО РАН, Улан-Удэ

Особенностью интрузивов мафит-ультрамафитового состава является присутствие пород с повышенными, вплоть до рудных, содержаниями благородных металлов, включая элементы платиновой группы (ЭПГ) и золото. Основными носителями этих элементов являются субмикронные выделения теллуридов, висмутидов и станнидов с разными отношениями (Te+Bi+Sn+As)/ЭПГ. Эта минерализация ассоциирует с повышенным количеством сульфидов, причем максимальные концентрации ЭПГ наблюдаются в центральных и верхних частях интрузивных тел, представляя сульфидно-минерализованные породы (1-3%) в виде рифов и горизонтов. Природа этой малосульфидной ЭПГ-минерализации включает связанные проблемы рудообразования и внутрикамерной дифференциации, поскольку содержания платиноидов в минерализованных прослоях и горизонтах в тысячи раз превышают фон в исходных магмах. Таким образом, поиск причин подобного обогащения предполагает ответы на два главных вопроса: (1) природа фазы-носителя благородных металлов, ответственной за концентрирование платиноидов и золота в стратиграфических горизонтах, и (2) физические механизмы переноса этих фаз в гетерогенной среде (кристаллы + расплав ± флюид), которая затвердевает с образованием последовательности кумулатов. В теории рудообразования доминируют две группы гипотез: первая отводит ведущую роль агломерации и инфильтрации протосульфидных (первично-магматических) жидкостей, которые под действием гравитации могут перемещаться вниз, собираясь в частично закристаллизованных кумулатах; вторая предполагает возможность растворения подобных сульфидов поздним хлорсодержащим флюидом и его миграцию вверх, с последующим переотложением обогащенного ЭПГ сульфидного вещества на фронте флюидного насыщения. Решение дилеммы “флюид или сульфид?” невозможно на основе только экспериментальных данных, результатов минералогических исследований или анализа геохимических особенностей рудоносных пород. Определенность ответа предполагает комплексный подход с использованием современных методов термодинамического моделирования кристаллизации сульфидоносных кумулатов (Ariskin et al., 2018a) и посткумулясной эволюции сульфидных сегрегаций (Арискин и др., 2020). Эффективность этих подходов показана на примере изучения платиноносности пород Йоко-Довыренского интрузива в Северном Прибайкалье (Ariskin et al., 2018b). При этом отправной точкой являются оценки начальной температуры силикатно-сульфидной несмесимости и состава протосульфидных жидкостей, которые сопоставляются со средними характеристиками для каждой сульфидоносной породы (в пересчете на 100%-сульфидной массы). Применительно к ЭПГ-минерализованным породам, этот генетический анализ дополняется структурно-композиционной интерпретацией сульфидных фаз и минералов платиновой группы (МПГ) на основе фазовых диаграмм сульфидно-теллуридных систем для основных металлов (Cu-Ni-Fe-S) и платиноидов.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 16-17-10129).*

## Литература:

- Арискин и др. (2020) Петрология, геохимия и происхождение сульфидоносных и ЭПГ-минерализованных троктолитов из зоны Конникова в Йоко-Довыренском расслоенном интрузиве. Геология и геофизика (в печати).
- Ariskin et al. (2018a) The COMAGMAT-5: Modeling the effect of Fe-Ni sulfide immiscibility in crystallizing magmas and cumulates. *Journal of Petrology* 59: 283–298.
- Ariskin et al. (2018b) The Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility. *Lithos* 302-303: 242–262.

# Корово-мантийное взаимодействие: приложение к образованию высокоглиноземистых водосодержащих фаз в условиях мантии Земли

**Бенделиани А.А.<sup>1,3</sup>, Бобров А.В.<sup>1,2,3</sup>, Бинди Л.<sup>4</sup>, Ирифуне Т.<sup>5</sup>**

<sup>1</sup>Геологический факультет МГУ, Москва [garmr9@gmail.com](mailto:garmr9@gmail.com);  
<sup>2</sup>ИЭМ РАН, Черноголовка [archi3@yandex.ru](mailto:archi3@yandex.ru); <sup>3</sup>ГЕОХИ РАН, Москва;  
<sup>4</sup>Университет Флоренции, Италия [luca.bindi@unifi.it](mailto:luca.bindi@unifi.it);  
<sup>5</sup>Университет Эхиме, Япония [irifune@dpc.ehime-u.ac.jp](mailto:irifune@dpc.ehime-u.ac.jp)

В системе GLOSS (Global Ocean Subducted Sediment) – перидотит ( $\text{Ol}_{60}\text{Opx}_{16}\text{Cpx}_{12}\text{Grt}_{12}$ ) установлены особенности межфазового распределения главных и примесных элементов, что позволило охарактеризовать признаки изоморфизма в фазах высокого давления, в том числе, водосодержащих.

Бриджманит, обнаруженный во всех экспериментах рассматриваемой системы в условиях нижней мантии, наследует состав протолита по содержанию примесных компонентов. Накопление титана в фазах мантийной ассоциации, для которой в целом характерны невысокие концентрации этого элемента (~0.2 мас.%  $\text{TiO}_2$ ), связано с погружением корового вещества на различные мантийные глубины (0.6 мас.%  $\text{TiO}_2$  в GLOSS и 1.5 мас.% в MORB). Вхождение алюминия в структуру бриджманита подразумевает вакансионный механизм замещения.

Образование водосодержащих фаз при реакционном взаимодействии изучаемых пород может приносить до 8 мас.%  $\text{H}_2\text{O}$  в нижнюю мантию Земли, что соответствует концентрациям воды в составе чистого GLOSS. В качестве минералогически возможных соединений-концентраторов  $\text{H}_2\text{O}$  была синтезирована новая фаза Mg-Egg ( $\text{Al}_{0.63}\text{Mg}_{0.34}\text{Cr}_{0.02}\text{Fe}_{0.01}\text{Si}_{1.00}\text{O}_4\text{H}_{1.35}$ , где  $x = 0.35$ ), которая может содержать более 10 мас.%  $\text{H}_2\text{O}$  и представляет собой твердый раствор в ряду от идеальной Egg –  $\text{AlSiO}_3(\text{OH})$  до полиморфа фазы H –  $\text{MgSiH}_2\text{O}_4$  (Bindi et al., 2020a). Таким образом, с увеличением концентраций магния в структуре, фаза Egg способна вмещать большее количество воды, чем зафиксированное в настоящих экспериментах без какого-либо фазового перехода. Mg-сурсассит с октаэдрически координированным кремнием  $\text{Mg}_4\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{23}(\text{OH})_5$  синтезирован при 24 ГПа и 1400°C (Bindi et al., 2020b), что сильно превышает поле стабильности, определенного в предыдущих экспериментальных исследованиях, в 10 ГПа и 800 С. Наличие октаэдрически координированного Si в структуре фазы свидетельствует о том, что реакции, определяющие поле стабильности обогащенного кремнием магнезиального сурсассита, сильно отличаются от реакций образования Mg-сурсассита и определены участием фазы D, а не фазы A. Синтезированная в ходе настоящих экспериментов фаза D  $\text{Mg}_{1.14}\text{Si}_{1.73}\text{H}_{2.81}\text{O}_6$ , сосуществующая с бриджманитом, содержит концентрации воды до 7 мас.%  $\text{H}_2\text{O}$ . Увеличение отношения Al/Fe в фазе D расширяет ее термическую стабильность, наряду с обеднением глиноземом бриджманита. Вхождение алюминия в структуру фазы D расширяет поле стабильности фазы в более низкобарную область.

Фаза  $\delta$ , представляющая твердый раствор AlOOH-фаза H, содержит до 5 мас.%  $\text{H}_2\text{O}$  и является главным концентратором титана наряду с бриджманитом и содержит до 1 мас.%  $\text{TiO}_2$ . Алюминий-содержащая суперводная фаза B (SuB)  $\text{Mg}_{12}\text{Si}_4\text{H}_2\text{O}_{21}$ , концентрации алюминия в которой достигают 3 мас.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , характеризуется содержанием воды до 10 мас.%  $\text{H}_2\text{O}$ .

Впервые рассмотренные реакции между мантийным перидотитом и GLOSS, приводящие к образованию водосодержащих фаз высокого давления на уровне переходной зоны и верхней части нижней мантии Земли, указывают на возможность образования водосодержащих высокоглиноземистых фаз с участием корового субстрата, некоторые из которых могут служить поставщиками воды в мантию Земли.

## Литература:

- Bindi L., Bendeliani A., Bobrov A., Matrosova E., Irifune T. (2020a) Incorporation of Mg in Phase Egg,  $\text{AlSiO}_3\text{OH}$ : Toward a new polymorph of Phase H,  $\text{MgSiH}_2\text{O}_4$ , a carrier of water in the deep mantle. *American Mineralogist* 105: 132–135.
- Bindi L., Welch M.D., Bendeliani A.A., Bobrov A.V. (2020b) Si-rich Mg-sursassite  $\text{Mg}_4\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{23}(\text{OH})_5$  with octahedrally-coordinated Si: a new ultra-high-pressure hydrous phase. *American Mineralogist* (In press).

# Эколого-геохимические особенности почв вулканического плато Толбачинский Дол

**Билая Н.А.<sup>1</sup>, Зеленковский П.С.<sup>2</sup>, Кораблев А.П.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург [win\\_nat@mail.ru](mailto:win_nat@mail.ru);

<sup>2</sup>Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург [georavel@yandex.ru](mailto:georavel@yandex.ru);

<sup>3</sup>БИН РАН, Санкт-Петербург [akorablev@binran.ru](mailto:akorablev@binran.ru)

Толбачинский дол, расположенный на Камчатке, представляет собой вулканическое плато, его центральную часть занимают обширные пеплово-шлаковые поля и лавовые потоки, на которых медленно формируется растительный покров, идёт процесс первичной сукцессии. Экологическую роль почвы на Толбачинском доле выполняет рыхлый пирокластический осадок – тефра (Гришин, Шляхов, 2009). На небольшой территории нашего исследования (около 12 км<sup>2</sup>) наблюдается разнообразие подстилающих пород, рельефа и других экологических факторов, которое создает различные условия формирования почвенного покрова и сообществ живых организмов, с чем связан интерес изучения особенностей связи материнских пород Толбачинского дола с формирующимися на нем почвами и растительностью. Ранее подобные взаимосвязи на плато изучены не были, а характеристика элементного состава тефры была дана лишь для южного участка плато (Васильев, 2019).

В полевые сезоны 2018-19 годов в центральной части плато было отобрано 46 образцов поверхностной тефры, 16 образцов лав, а также описаны растительные сообщества для каждой точки пробоотбора. Далее был проведен анализ элементного состава тефры и описан характер распределения элементов по исследуемой территории. Для этого нами были рассчитаны коэффициенты концентрации (Кс) для исследуемых элементов относительно регионального фона (по Захарихина, Литвиненко, 2019), а также суммарный геохимический показатель Zс (по элементам Fe, Ca, Cu, Cr, Ti, K, Mn, Sr). На его основе была построена интегральная геохимическая карта распределения изучаемых элементов в тефре Толбачинского дола.

По результатам нашего исследования значения суммарного геохимического показателя Zс увеличиваются от больших абсолютных высот к меньшим, что, вероятно, связано с латеральной миграцией элементов. Наибольший вклад в изменение показателя Zс вносят элементы Cr, Cu, тогда как элементы с большими концентрациями (Fe, Si, Al, Ti) изменяются не так значительно. Концентрации Fe, Ca, Ti, Cu и Cr по всей территории стабильно превышают региональный фон, вероятно, поскольку данные элементы относятся к типоморфным для основных вулканитов исследуемой территории (Захарихина, Литвиненко, 2019).

Также проанализировали взаимосвязь состава лавовых потоков (магнезиального – Алаид, и глиноземистого – Клешня), выходящих на дневную поверхность, состава тефры и характера растительного покрова на них с использованием методов градиентного анализа.

Участки разных лавовых потоков отличаются как по составу тефры, так и по растительным сообществам. Элементный состав тефры отличается повышенными концентрациями всех исследованных элементов на участке потока Алаид и пониженными – на участке потока Клешня. Растительные сообщества, произрастающие на участках разных лавовых потоков, отличаются по проективному покрытию мхов и лишайников, что связано с более крупными выходами лав на участке потока Клешня. Однако перечисленные различия обусловлены в большей степени не элементным составом самих лав, а характеристиками рельефа: превышение поверхности на уровне микрорельефа, абсолютные высоты. Нами также была отмечена сильная корреляция фактора, связанного с распределением Cu, P, Li, Cr, с проективным покрытием и количеством видов сосудистых растений ( $r=-0.99$  и  $-0.96$ , соответственно). Вероятно, данным фактором является содержание органического вещества, однако данное предположение требует дальнейших исследований.

## Литература:

- Васильев Н.Б. (2019) Влияние продуктов вулканической деятельности на формирование почвенного профиля в юго-западном секторе Ключевской группы вулканов. ВКР. СПб. РГПУ им. Герцена. 98 с.
- Гришин С.Ю., Шляхов С.А. (2009) Растительность и почвы Толбачинского дола (Камчатка). Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле 2 (14): 132–142.
- Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С. (2019) Вулканизм и геохимия почвенно-растительного покрова Камчатки. Сообщение 3. Элементный состав растительности вулканических экосистем. Вулканология и сейсмология 4: 40–51.

# Минералы титана в мантии Земли

**Бобров А.В.<sup>1,2,3</sup>, Матросова Е.А.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Геологический факультет МГУ, Москва [archi@geol.msu.ru](mailto:archi@geol.msu.ru);

<sup>2</sup>ГЕОХИ РАН, Москва [skatty.ea@gmail.com](mailto:skatty.ea@gmail.com); <sup>3</sup>ИЭМ РАН, Черногловка

Для титана характерны невысокие валовые концентрации в мантии Земли (~0.2 мас.% TiO<sub>2</sub>; McDonough and Sun, 1995). Гораздо более высокие содержания этого элемента фиксируются в коровом материале. Так, содержание TiO<sub>2</sub> в толеитовых базальтах составляет ~3.1 мас.%, тогда как OIB может содержать вдвое больше этого количества (например, Wilson, 1989). Таким образом, накопление титана в мантии Земли происходит посредством корово-мантийного взаимодействия при субдукции материала коры на разные глубины мантии. Наиболее представительным материалом для оценки содержания титана в мантийных породах и поиска минералов-концентраторов титана на различных глубинах являются включения в природных алмазах, а также мантийные ксенолиты из кимберлитов и щелочных базальтов.

В *верхней мантии* главными концентраторами титана являются моноклинный пироксен (до 2 мас.% TiO<sub>2</sub>) и гранат преимущественно эклогитового парагенезиса (до 1.5 мас.% TiO<sub>2</sub> и более), часто ассоциирующие с ильменитом и пикроильменитом, а также рутилом. В мегакристах из кимберлитов описываются ильменит-гранатовые (или ильменит-пироксеновые) симплектитовые сростания. Примесь TiO<sub>2</sub> в ромбическом пироксене обычно не превышает 0.3 мас.%. Для мантийных оливинов и их более высокобарических полиморфных модификаций (вадслеита и рингвудита) примесь титана тоже не является характерной. Из относительно редких фаз, обогащенных титаном, можно отметить титанистый хромит и флогопит, которые обнаруживаются в составе метасоматизированных мантийных ксенолитов и кимберлитов.

В условиях *переходной зоны и нижней мантии* Земли образуются фазы со структурами ильменита и перовскита. (Mg, Fe)TiO<sub>3</sub> ильменит с высоким содержанием магния (до 16.6 мас.% MgO, что соответствует 46 мол.% гейкилита MgTiO<sub>3</sub>) является основным Ti-содержащим минералом из алмазных включений. Для таких ильменитов характерны примеси Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 4.4 мас.%) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.3 мас.%), тогда как содержание FeTiO<sub>3</sub> достигает 35.7 мол.% (Stachel et al., 1999). Для нижнемантийных бриджманитов нередки примеси титана до 0.2 мас.% TiO<sub>2</sub>, что соответствует средним концентрациям титана в мантии Земли. Тем не менее, некоторые многофазные включения в алмазах были интерпретированы как продукты декомпрессионного разложения бывшей более высокобарической фазы (бриджманита), образованной в субдуцируемой океанической коре. Рассчитанный состав такого первичного бриджманита характеризуется более высокими содержаниями титана, которые изменяются в диапазоне от 4 до 7 мас.% TiO<sub>2</sub> (Zedgenizov et al., 2015).

Экспериментальное изучение состава и фазовых ассоциаций титансодержащих мантийных фаз было проведено в целом ряде работ, преимущественно для модельных систем MgO–SiO–TiO<sub>2</sub>, MgO–SiO–TiO<sub>2</sub>–CaO. Важным итогом этих исследований стало установление структурных особенностей титансодержащих фаз и параметров их стабильности. В недавней работе (Matrosova et al., 2020) на примере модельной системы MgSiO<sub>3</sub>–MgTiO<sub>3</sub> была прослежена смена фазовых ассоциаций в широком диапазоне мантийных давлений (10–24 ГПа) и намечена зависимость концентраций титана в главных мантийных минералах от глубины их образования.

## Литература:

- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120 (3–4): 223–253.
- Matrosova E.A., Bobrov A.V., Bindi L., Pushcharovsky D. Yu., Irifune T. (2020) Titanium-rich phases in the Earth's transition zone and lower mantle: Evidence from experiments in the system MgO–SiO<sub>2</sub>–TiO<sub>2</sub>(±Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) at 10–24 GPa and 1600 °C. *Lithos* 366–367: 105539.
- Stachel T., Harris J.W., Brey G.P. (1999). REE patterns of peridotitic and eclogitic inclusions in diamonds from Mwadui (Tanzania). In: Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D., Richardson, S.H. (Eds.), *Proc. Of the Intern. Kimb. Conf.*, Cape Town, Red Roof Deign. 2, pp. 829–835.
- Wilson M. (1989) *Igneous Petrogenesis—A Global Tectonic Approach*. Kluwer, Dordrecht, 466 p.
- Zedgenizov D.A., Shatsky V.S., Panin A.V., Evtushenko O.V., Ragozin A.L., Kagi H. (2015) Evidence for phase transitions in mineral inclusions in superdeep diamonds of the São Luiz deposit (Brazil). *Russ. Geol. Geophys.* 56: 296–305.

# Геологические, геохимические, минералогические и петрологические загадки комплекса Хатрурим, Израиль и Иордания

**Вапник Е.<sup>1</sup>, Галускина И.О.<sup>2</sup>, Галускин Е.В.<sup>2</sup>, Бритвин С.Н.<sup>3</sup>, Мурашко М.Н.<sup>3</sup>,  
Шарыгин В.В.<sup>4</sup>, Ерохина М.<sup>5</sup>**

<sup>1</sup>*Ben-Gurion University, Israel vapnik@bgu.ac.il;* <sup>2</sup>*University of Silesia, Poland irina.galuskina@us.edu.pl; evgeny.galuskin@us.edu.pl;* <sup>3</sup>*Saint-Petersburg State University sergei.britvin@spbu.ru, mzmurashko@gmail.com;* <sup>4</sup>*ИГГ СО РАН, Новосибирск sharygin@igm.nsc.ru;* <sup>5</sup>*Moscow State University marie.erokhina@mail.ru*

Пирометаморфические породы комплекса Хатрурим ("Mottled Zone") распространены вблизи трансформного разлома Мертвого моря и на удалении до 100 км от него в Израиле и Иордании. Это отдельные поля метаморфизованных пород, самое большое из которых площадью около 300 км<sup>2</sup> находится в Иордании. Суммарная площадь обнажений составляет порядка 600 км<sup>2</sup> с максимальными мощностями метаморфизованных пород до 100 м. Верхнемеловые (Маастрихт) мелоподобные породы, обогащенные органическим веществом (в среднем около 12 мас.% С), являются главным протолитом для пирометаморфических изменений. Датирование методом <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar устанавливает основной возраст метаморфических событий 3 Ма.

В шестидесятые годы Израильские геологи установили высокотемпературные минеральные парагенезисы и выдвинули гипотезу о спонтанном горении рассеянного битуминозного вещества. Идея о пирометаморфическом происхождении пород кажется справедливой. При этом источник тепла проблематичен, поскольку признаков горения пород, типичных для известных комплексов каустобиолитов, не наблюдается. В связи с этим была выдвинута новая концепция о связи пирометаморфизма с грязево-вулканическими процессами. Однако только отдельные фрагменты этой гипотезы находят подтверждение.

Комплекс насчитывает более 250 минеральных видов, 80% из которых – редкие и чрезвычайно редкие минералы, а более 15% – это впервые обнаруженные минералы. Главные породообразующие минеральные парагенезисы свидетельствуют о наличии более десятка разновидностей высокотемпературных пород. Сопоставление минерального и химического состава предполагаемого протолита и метаморфических пород указывает на существенную метасоматическую переработку протолита. По минеральным ассоциациям нередко выявлено наложение нескольких стадий пирометаморфизма. Составы пород и обилие минеральных видов указывают на ряд источников вещества и на несколько геологических процессов, реализованных в одном комплексе пород. В то же время закрытый тип системы и однократность теплового воздействия характеризуют все известные комплексы горения каустобиолитов.

Отдельного обсуждения заслуживает происхождение колумнарных пород, столбчатая отдельность которых подобна базальтовой. Этот тип пород широко распространен в низах метаморфической толщи. Различно направленная и искривленная колумнарная отдельность свидетельствует о разнонаправленности тепловых потоков и пластических деформациях.

Исходя из минеральных парагенезисов породы были подтверждены метаморфизму при температурах 600–900°C (спурритовые, геленитовые и ларнитовые породы). Локальные температуры были намного выше (1000–1200°C и до 1450°C), что привело к развитию паралав разного состава. Геологические данные однозначно свидетельствуют о близ-поверхностном характере метаморфизма. Тем не менее, ряд минеральных фаз и их составы предполагают исключительно высокие давления до 8 GPa.

Линзы непрерывно метаморфизованных спурритовых мраморов иногда достигают мощности более 30 м и развиты на площади несколько сотен м<sup>2</sup>. При этом в мощных телах не выявлен метаморфический градиент. Механизм гомогенного прогрева толщ подобной мощности не известен. Комплекс пород усложнен развитием нескольких типов брекчий и широким проявлением низкотемпературного гидротермального процесса, который иногда полностью замещает высокотемпературные парагенезисы.



# Изотопный состав Sr, Nd, Pb голоценовых глинистых отложений залива Цивольки (архипелаг Новая Земля)

Вишневская И.А.<sup>1</sup>, Костицын Ю.А.<sup>1</sup>, Окунева Т.Г.<sup>2</sup>, Русаков В.Ю.<sup>1</sup>, Солошенко Т.Г.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ГЕОХИ РАН, Москва [vishnevskiaia@geokhi.ru](mailto:vishnevskiaia@geokhi.ru); <sup>2</sup>ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Ледник Серп и молот Северного острова архипелага Новая Земля в результате своего движения разрушает подстилающие породы, представленные палеозойскими осадочными и, в подчиненном количестве, магматическими комплексами (D-P). Талые воды, несущие растворенное и взвешенное вещество, попадают в залив Цивольки, где происходит осаждение материала. Мы изучили Rb-Sr, Sm-Nd изотопные характеристики и вариации изотопного состава Pb пород, отложенных в этом заливе, с целью проследить смену источников в поле ледниковой абразии. Объектом исследования послужила четырехметровая колонка осадка АМК-5251, сложенная в основном материалом пелитово-алевритовой размерности. Результаты датирования карбонатного вещества останков бентосных фораминифер по <sup>14</sup>C (AMS <sup>14</sup>C) показали, что вскрытый колонкой осадочный разрез сформировался за последние 11.3 тыс. календарных лет.

Содержание Rb, Sr, Sm и Nd и изотопный состав Sr и Nd изучались на мультиколлекторном масс-спектрометре Triton в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН. Параллельные анализы проведены на приборе Triton Plus, измерение изотопного состава Pb выполнено MC-ICP-MS методом на масс-спектрометре Neptune Plus в лаборатории физико-химических методов исследования ИГГ УрО РАН.

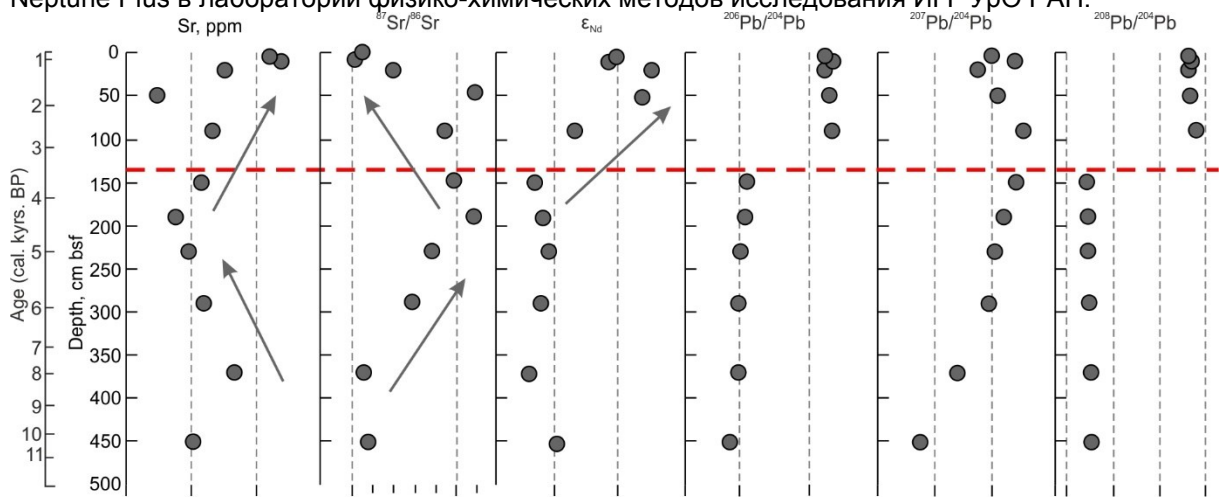


Рисунок. Вариации содержания Sr и изотопных отношений Sr, Nd и Pb глинистых отложений залива Цивольки, колонка АМК-5251.

Вариации изотопных отношений Sr, Nd и Pb, а также содержания Sr представлено на рисунке. На нем видно, что изученную колонку по отношению <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и содержанию Sr можно разделить на две части: верхнюю (0–2 м) и нижнюю (2–4.5 м). По значению ε<sub>Nd</sub> и изотопному составу Pb граница между верхней и нижней частью разреза находится выше – на уровне 1.0–1.5 м.

Резкое изменение в изотопном составе Nd и Pb совпадает со сменой условий седиментации. Около 3.5 тыс. календарных лет назад физическое выветривание окончательно сменилось на химическое в субаэральных условиях, что в свою очередь привело к росту глинистых минералов в осадке залива Цивольки. К этому времени берега залива, сложенные С-Р карбонатно-терригенными породами, полностью освободились ото льда. Таким образом, смена типа выветривания и вывод на поверхность абразии новых источников материала нашли отражение в изотопном составе пород залива Цивольки.

Исследования проведены в рамках НИР ГЕОХИ РАН.

# Марсианский грунт-аналог для отработки посадки космических аппаратов

**Гришакина Е.А.<sup>1</sup>, Маковчук В.Ю.<sup>1</sup>, Сорокин Е.М.<sup>1</sup>, Уварова А.В.<sup>1</sup>,  
Дмитровский А.А.<sup>1</sup>, Слюта Е.Н.<sup>1</sup>, Иванов М.А.<sup>1</sup>, Вознесенский Е.А.<sup>2</sup>,  
Никитин М.С.<sup>2</sup>, Сенцова Е.А.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ГЕОХИ РАН, Москва [grishakina@geokhi.ru](mailto:grishakina@geokhi.ru);

<sup>2</sup>Геологический факультет МГУ, Москва [NikitinMS@geol.msu.ru](mailto:NikitinMS@geol.msu.ru)

Для отработки бросковых испытаний посадочных модулей космических аппаратов нами создана модель марсианского грунта-аналога, имитирующего физико-механические свойства марсианского реголита в потенциальном месте посадки, Oxia Planum. Плато характеризуется десятком подразделений типов местности, каждый из которых предполагает свои геоморфологические особенности и свойства приповерхностного грунта и, как следствие, разные инженерно-геологические условия, которые важно учитывать при моделировании посадочного устройства (Иванов и др., 2020). В соответствии с распределением компонент грунта, отличающихся по гранулометрическому составу и плотности, по поверхности в потенциальном месте посадки на основе расчетных методов (Королёв, 2016) были разработаны 4 варианта смеси для моделирования марсианского грунта-аналога и отобран образец для проведения бросковых испытаний на стенде (Grishakina et al., 2018). Компоненты марсианского грунта-аналога доступны в больших объемах по низкой стоимости, что является необходимым условием при создании грунтов-аналогов для подобных целей. Для изготовления разработанной модели марсианского грунта-аналога были предложены: дробленый кварцевый песок фр. (0.5–1.2) мм – 25 вес.%, окатанный кварцевый песок фр. (0.19–0.23) мм – 15 вес.%, зола-уноса – 30 вес.%, золошлак – 30 вес.%. Даны рекомендации по укладке марсианского грунта-аналога в стенд, которые заключаются в послойном сложении каждые (10–15) см и выравнивании каждого слоя по достижении однородной плотности.

## Литература:

- Иванов М.А., Слюта Е.Н., Гришакина Е.А., Дмитровский А.А. (2020) Геолого-морфологический анализ потенциального района посадки КА «ЭкзоМарс» Oxia Planum. *Астрономический вестник* 54 (1): 3-17. DOI: 10.1134/S0320930X20010053
- Королёв В.А. (2016) Моделирование гранулометрического состава лунных грунтов. *Инженерная геология* 5: 40–50.
- Grishakina E.A., Dmitrovskii A.A., Ivanov M.A., Sorokin E.M., Makovchuk V.Y., Uvarova A.V., Voznesensky E.A., Nikitin M.S., Sentsova E.A., and Slyuta E.N. (2018) Martian soil simulant for large-scale field experimental research. *The Ninth Moscow Solar System Symposium*. IKI RAS, Moscow. P. 240–242.

# Распределение естественных радионуклидов в диктионемовых сланцах

**Гришнякава А.И.<sup>1</sup>, Лебедев С.В.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>СПбГУ, Санкт-Петербург *anna.grishnyakova.99@bk.ru*;

<sup>2</sup>СПбГУ, Санкт-Петербург *sergey-lebedev1950@yandex.ru*

Диктионемовые сланцы представляют собой ордовикские радиоактивные битумнозные аргиллиты. На территории Ленинградской области районы, в которых диктионемовые сланцы подходят близко к дневной поверхности, приурочены к Балтийско-Ладожскому глинтю. В работе приведены результаты изучения распределения естественных радионуклидов (ЕРН) (<sup>238</sup>U, <sup>232</sup>Th, <sup>40</sup>K) по мощности и простиранию пластов диктионемовых сланцев.

Работа выполнена по материалам полевых работ 2017–2019 г.г., которые проводились в Кингисеппском, Ломоносовском и Кировском районах Ленинградской области. Было описано 13 разрезов, включающих копроскую свиту, отобрано и проанализировано 75 проб аргиллитов. В лабораторных условиях в пробах диктионемовых сланцев определены удельные активности <sup>238</sup>U, <sup>232</sup>Th, <sup>40</sup>K, проведен анализ распределения радионуклидов по мощности и простиранию пород.

По результатам анализа данных выяснили, что распределение ЕРН в пласте диктионемовых сланцев в пределах Балтийско-Ладожского глинта неоднородно, различается между точками наблюдения (обнажениями) в 2–5 раза, независимо от мощности пород. В разрезе пласта диктионемовых сланцев концентрация урана в большинстве случаев возрастает от кровли к подошве. Распределение калия не имеет выраженной закономерности и в четырех из описанных разрезов увеличивается от кровли к подошве, в четырех разрезах уменьшается от кровли к подошве.

Закономерности распределения ЕРН отличаются от результатов исследований прошлых лет (Борисова, 2017; Ефремова, 2017; Lebedev, 2018). По литературным данным содержание урана увеличивается к подошве пласта, содержание калия, напротив, к кровле. По результатам наших исследований зависимость в распределении радия по мощности пласта сохраняется. Но в распределении калия отчетливой закономерности не выявлено: содержание калия либо колеблется относительно среднего значения, либо увеличивается к подошве пласта.

Содержание урана в пределах участка исследований достигает 50–280 ppm (в среднем для обнажения). Минимальное содержание – 12 ppm, максимальное – 492 ppm. В районе нашего участка исследований концентрация урана достигает промышленного значения (300 г/т) в шести пробах – содержание урана в пределах 308–492 ppm. Содержание тория изменяется от 9 до 18 ppm в, содержание К – 2.8–6.5% в среднем для обнажения.

## Литература:

- Борисова К.А., Ефремова У.С., Лебедев С.В. (2017) Неравномерность распределения природных радионуклидов в пласте диктионемовых сланцев на примере обнажения в долине р. Тызьва. Материалы XVII международной молодежной научной конференции «Экологические проблемы недропользования» 29-31 мая 2017. СПбГУ, СПб. С. 101–102.
- Ефремова У.С., Лебедев С.В. (2017) Диктионемовые сланцы как природный источник радиационного воздействия на окружающую среду. Материалы XXVIII молодежной научной конференции памяти К.О. Кратца «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» 2–7 октября 2017. Из-во ВВМ, СПб. С. 173–176.
- Lebedev, S.V., Dubrova, S.V., Fedorov, P.V., Kurilenko, V.V., Siabato, W. (2018) Environmental assessment of risks associated with the Ordovician Dictyonema shale in the eastern part of the Baltic Klint. Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences 63 (2): 147–159.

# Эволюция состава среды кристаллизации алмазов в «оболочке» из кимберлитовой трубки Айхал (Сибирская платформа)

**Губанов Н.В.<sup>1</sup>, Зедгенизов Д.А.<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>НГУ, Новосибирск [goubanov97@gmail.com](mailto:goubanov97@gmail.com);

<sup>2</sup>ИГМ СО РАН, Новосибирск [zed@igm.nsc.ru](mailto:zed@igm.nsc.ru)

Благодаря своей исключительной химической и механической устойчивости алмаз способен захватывать и сохранять в неизменном состоянии включения глубинных фаз, которые содержат уникальную информацию, необходимую для понимания процессов, происходящих в глубинных частях континентальной литосферы Земли. Особый интерес представляют волокнистые разновидности алмазов, содержащие в себе субмикроскопические включения алмазогенерирующих флюидов/расплавов. Накопленная на данный момент база данных ограничивает всё многообразие составов микровключений по главным элементам тремя конечными членами: (i) хлоридным; (ii) карбонатным; и (iii) силикатным. Выявленные вариации позволили предположить, что образование контрастных по составу глубинных флюидов/расплавов генетически связано с разными мантийными субстратами: формирование силикатных составов происходит в результате частичного плавления эклогитов, а карбонатные флюиды/расплавы находятся в тесной связи с перидотитами.

В настоящей работе получены новые данные о составе таких флюидов/расплавов в алмазах в «оболочке» из кимберлитовой трубки Айхал, расположенной в центральной части Сибирской платформы. Такие кристаллы состоят из прозрачного октаэдрического ядра со сложным внутренним строением и полупрозрачной желто-зеленой волокнистой оболочки, насыщенной многочисленными микровключениями. Дефектно-примесный состав «оболочек» демонстрирует присутствие низкоагрегированных азотных С-центров, свидетельствующих об их формировании незадолго до выноса кимберлитовым расплавом. Оценка времени отжига «оболочек», проведенная при использовании кинетических параметров перехода из С- в А-центры (Taylor et al., 1996), не превышает нескольких лет при температурах свыше 1400°C. Подобные результаты указывают на возможную тесную взаимосвязь между протокимберлитовым расплавом и формированием волокнистых алмазов, что подтверждается имеющимися сходствами при сравнении геохимических параметров кимберлитов и микровключений для других алмазоносных трубок Якутской алмазоносной провинции (Зедгенизов и др., 2007; Скузоватов и др., 2012). По результатам исследования установлено, что в пределах «оболочек» большинства образцов эволюция составов микровключений направлена от существенно силикатных до силикатно-карбонатных и карбонатных. Межкомпонентные корреляции составов микровключений из разных зон «оболочек» показывают, что силикатные составы характеризуются преобладанием Si, Al, K, Ba и воды, тогда как в карбонатных и силикатно-карбонатных преобладают Mg, Ca, Fe, Na и карбонаты. Подобный тренд изменения составов алмазогенерирующей среды в процессе роста «оболочек» является свидетельством эволюции начального флюида/расплава в результате его непрерывного взаимодействия с вмещающими породами.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 20-05-00338).*

## Литература:

- Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С. (2007) Особенности состава среды алмазообразования: по данным изучения микровключений в природных алмазах. Зап. РМО 136: 159–172.
- Скузоватов С.Ю., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С. (2012) Состав среды кристаллизации алмазов в оболочке из кимберлитовой трубки Сытыканская (Якутия). Геол. Геофиз 53: 1556–1571.
- Taylor, W.R.; Canil, D.; Millendge, H.J. (1996) Kinetics of Ib to IaA nitrogen aggregation in diamond. Geochim. Cosmochim. Acta 60: 4725–4733.

# Оценка опасности вулканов Камчатки с помощью коэффициента вулканического риска VRC

Долгая А.А.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский [ann-dolgaya@yandex.ru](mailto:ann-dolgaya@yandex.ru)*

Вопросы оценки опасности от вулканов и измерения вулканического риска в последние годы активно рассматриваются научным сообществом. Разрабатываются различные подходы и методы, некоторые предназначены для составления карт вулканической опасности определенного вулкана или района, другие призваны дать унифицированный инструмент для оценки различных вулканов в разных регионах мира.

Одним из инструментов, относящихся ко второй из указанных выше групп, является параметр VRC (volcanic risk coefficient – коэффициент вулканического риска), который был предложен в работе (Scandone et al., 2016). Этот параметр вычисляется на основании максимального VEI, известного для вулкана, времени, прошедшего с последнего периода активности вулкана, и численности населения, которое может пострадать из-за деятельности вулкана. Для приведения показателей, слагающих VRC, к единой размерности, используются логарифмические функции: вместо численности населения берется ее десятичный логарифм, а время «простоя» вулкана пересчитывается в показатель  $K_t = \lg(1 / \text{период спокойствия вулкана})$ . Благодаря простоте вычисления VRC удобен для быстрого сравнения уровня риска от различных вулканов и, например, определения направления дальнейших исследований.

В данной работе VRC был вычислен для 30 активных вулканов Камчатского полуострова. Данные для вычисления коэффициента были взяты из Каталога активных вулканов Камчатки (2020), доступного на сайте KVERT, и из базы данных (Global Volcanism Program, 2020). В таблице приведены 9 вулканов с наибольшими значениями VRC.

Таблица. Вулканы Камчатки с наибольшими значениями VRC

Вулкан	$K_t$	Max VEI	Population (log)	VRC
Карымский	0	6	4	10
Авачинский	-2	5	5	8
Шивелуч	0	5	3	8
Безымянный	0	5	2	7
Ксудач	-3	6	4	7
Кизимен	-1	5	2	6
Ключевской	0	4	2	6
Корякский	-2	3	5	6
Хангар	-3	6	3	6

Как видно, в список попали вулканы, для которых известны извержения с самыми высокими значениями VEI (VEI = 6): Карымский, Ксудач, Хангар; вулканы, извергавшиеся в прошлом или текущем году ( $K_t = 0$ ): Безымянный, Карымский, Ключевской, Шивелуч; вулканы, находящиеся вблизи наиболее населенного района Камчатского края – Петропавловск-Камчатской агломерации: Авачинский, Корякский.

Наличие в списке самых активно извергающихся вулканов и «домашних» вулканов не удивительно, однако их места в рейтинге распределены не так очевидно.

К сожалению, обстоятельные работы по вулканической опасности были проведены только для Авачинского вулкана (Базанова и др., 2001), хотя, как видно из Таблицы, опасность представляют и другие вулканы Камчатки. Поэтому работы в этом направлении необходимо возобновлять.

## Литература:

- Базанова Л.И., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. и др. (2001) Потенциальная опасность от извержений Авачинского вулкана. В: Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский: 390–407.
- Каталог активных вулканов Камчатки (2020) KVERT. URL: <http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/volcano>
- Global Volcanism Program (2020). Volcanoes of the World, v. 4.9.0 (04 Jun 2020). Venzke, E (ed.). Smithsonian Institution. DOI:10.5479/si.GVP.VOTW4-2013.
- Scandone R., Bartolini S., Martí J. (2016) A scale for ranking volcanoes by risk. Bull Volcanol 78(2): 1–8. DOI 10.1007/s00445-015-0995-y

# Модель формирования первичных санукитоидных расплавов

Егорова Ю.С.

*ИГГД РАН, Санкт-Петербурге axohux2014@gmail.com*

Санукитоиды – это первые в истории Земли магматические породы повышенной щелочности, становление которых произошло на рубеже мезо и неоархей на завершающих стадиях формирования архейских кратонов. Они слагают преимущественно небольшие интрузивные массивы одно-, двух- и многофазного строения. Наиболее распространены и изучены в пределах Канадского и Фенноскандинавского щитов. Санукитоиды представлены породами умереннощелочной и известково-щелочной серии с содержанием SiO<sub>2</sub> от 39 до 72 вес.% (преобл. SiO<sub>2</sub> 55–68 вес.%) и отличаются повышенными концентрациями Ba, Sr, K, P, LREE, Cr, Ni и значением mg# от типичных для архей вулканитов зеленокаменных поясов и пород ТТГ серии. Такая геохимическая специфика (обогащение как когерентными, так и некогерентными элементами) объясняется происхождением санукитоидных магм из метасоматизированного мантийного источника. Однако состав агентов и механизмы метасоматоза мантии остаются дискуссионными, что отчасти связано с широким разнообразием составов пород, слагающих санукитоидные интрузии. Предлагаемая в данной работе модель основана на составе ранних мафит-ультрамафитовых фаз санукитоидных массивов Карельской провинции и обобщении экспериментальных данных. Обогащение Ba, Sr, REE и P на фоне обеднения HFSE, низкие отношения Rb/Sr, Nb/La делают спектры распределения редких элементов в ранних санукитоидных фазах сходными с таковыми в неоархейских карбонатитах и согласуются с распределением редких элементов в карбонатный расплав при T = 1050–1260°C, P = 1–3 ГПа в присутствии H<sub>2</sub>O (Martin et al., 2013). На этом основании полагается, что источник санукитоидов был сформирован при участии карбонатных расплавов. Изотопный состав Nd примитивных санукитоидов ( $\epsilon_{Nd}(2.74) = 1.6 \pm 0.4$ ), а также С и О карбонатов (Lobach-Zhuchenko et al., 2008) свидетельствуют, что эти карбонатные расплавы имели мантийную природу. Ювенильные карбонатные расплавы могут формироваться в равновесии с мантийным перидотитом в диапазоне T = 950–1200°C, P = 2–5 ГПа в окислительных ( $f_{O_2} \sim QFM$ ) условиях (Sweeney, 1994; Green, 2015). Концентрация K, Na и отношение K/Na в карбонатном расплаве, PT условия его формирования и состав рестита зависят от исходного содержания и соотношения щелочей в мантийной области плавления (Sweeney, 1994). Повышенные концентрации K в санукитоидах требуют его наличие в источнике, при этом условии карбонатный расплав должен был формироваться в равновесии с Phl-перидотитом при 930°C < T < 1200°C и P = 2–4 ГПа и затем подниматься (за счет большой подвижности) из области генерации до уровня около 60–65 км (20–22 кбар), где неизбежна его декарбонизация и реакция с вмещающими породами с формированием метасоматизированных участков мантии – Amp – Phl – верлитов (Green, 2015; Sweeney, 1994). Приток тепла, например, в результате подъема астеносферного диапира из-за деломинации нижних слоев литосферы, мог привести к их плавлению с образованием обогащенных санукитоидных расплавов, т.к. при дегидратационном плавлении амфибол, флогопит и клинопироксен в первую очередь теряют щелочи (Green, 2015). Для реализации условий данной модели необходимо существование под архейскими кратонами зрелой литосферы и ее охлаждение на глубинах 65–120 км до температур ниже 1200°C. Вероятно, эти условия и характеризовали рубеж мезо- и неоархей, что объясняет отсутствие похожих на санукитоиды пород в более ранней истории Земли.

*Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № 0153-2019-0001.*

## **Литература:**

- Green D.H. (2015) Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle. *Phys. Chem. Minerals*. 42: 95–122.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H., Chekulaev V.P. et al. (2008) Petrology of a late archaean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insights into late archaean mantle metasomatism. *J. Petrol.* 49: 393–420.
- Martin L.H. J, Schmid M.W, Mattsson H.B, Guenther D. (2013) Element Partitioning between Immiscible Carbonatite and Silicate Melts for Dry and H<sub>2</sub>O-bearing Systems at 1-3 GPa. *J. Petrol.* 54: 2301–2338.
- Sweeney R.J. (1994) Carbonatite melt compositions in the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 128: 259–270.

# Золото-медно-палладиевая минерализация Бараньего рудопроявления Итчайваямского дунит-клинопироксенит-габбрового массива, Корякское нагорье

**Жегунов П.С., Буханова Д.С., Кутырев А.В., Чубаров В.М.**

*ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский [pavel.zhegunov@bk.ru](mailto:pavel.zhegunov@bk.ru)*

Рудопроявления золото-медной с платиноидами минерализации распространены на территории Корякско-Камчатской минерагенической провинции. Одно из таких проявлений приурочено к Бараньему габбро-монцогаббровому массиву (Разумный и др., 2004), который является сателлитом Итчайваямского дунит-клинопироксенит-габбрового интрузива.

Итчайваямский интрузив расположен в пределах Корякского нагорья, в 30 км к северо-западу от бух. Анастасии. Интрузия состоит из трех массивов: Итчайваямского, Бараньего и Айлиоланского. Бараний массив площадью около 3 км<sup>2</sup> располагается на периферии Итчайваямской интрузии и полностью сложен габброидами, прорываемыми дайками и силообразными телами габбро, диоритов, монцодиоритов и кварцевых монцонитов. На площади массива распространены участки гидротермально-метасоматической проработки, представленные пропилитизацией, актинолитизацией, пиритизацией. Рудная минерализация представляет собой зоны прожилково-вкрапленного, штокверкового борнит-халькопиритового оруденения и приурочена к контакту габброидов и вмещающих базальтов.

Основные минералы сульфидно-благороднометаллической ассоциации: борнит, халькопирит, халькозин, магнетит. Менее распространены ильменит, самородное золото, гессит, науманнит, потарит, темагамит (таблица 1), отмечаются в рудах киноварь, аргентит, барит и оксиды редкоземельных элементов. Самородное золото встречается в виде округлых зерен в сростании с темагамитом в борните (первые мкм), крупных амебообразных и субизометричных включений в халькозине (размером до 100 мкм), ксеноморфных жилковидно-пластинчатых зерен в интерстициях на периферии сульфидов и силикатов, комковидных образований в эпидоте. Минералы элементов платиновой группы представлены зернами потарита и темагамита размером до 20 мкм, встречаются в виде включений в борните, иногда в сростании с самородным золотом, образуют ассоциации с гесситом и науманнитом.

Таблица 1. Химический состав минералов рудопроявления Бараний (мас.%)

№ п/п	Cu	Pd	Ag	Se	Te	Au	Hg	Сумма	
1	0.73		10.05			89.32		100.1	Au <sub>0.81</sub> Ag <sub>0.17</sub> Cu <sub>0.02</sub>
2			10.98			89		99.98	Au <sub>0.82</sub> Ag <sub>0.18</sub>
3		35.09			42.34		20.83	98.26	Pd <sub>3.02</sub> Hg <sub>0.95</sub> Te <sub>3.03</sub>
4	3.76	32.49					62.29	98.53	(Pd <sub>0.90</sub> Cu <sub>0.18</sub> ) <sub>1.08</sub> Hg <sub>0.92</sub>
5			60.16		38.91			99.06	Ag <sub>1.94</sub> Te <sub>1.06</sub>
6	5.97		69.47	24.88				100.33	(Ag <sub>1.83</sub> Cu <sub>0.27</sub> ) <sub>1.10</sub> Se <sub>0.90</sub>

Примечание. Анализы рудных минералов проведены в ИВиС ДВО РАН на электронном микроскопе-микроанализаторе Tescan VEGA-3 с энергодисперсионным детектором X-MAX (Oxford). Анализы: 1-2 – самородное золото, 3 – темагамит, 4 – потарит, 5 – гессит, 6 – науманнит.

Подобные Cu-Au-Pd минеральные ассоциации известны на месторождении Кирганик в Центральной Камчатке (Сидоров и др., 2017), на месторождении Солт Чак (Аляска), на рудопроявлениях Войкаро-Сыньинского (Полярный Урал) и Волковского массивов (Средний Урал). Предполагается, что формирование Cu-Au-Pd минеральной ассоциации происходило в результате гидротермальных процессов, по-видимому, вызванных внедрением поздних малых субвулканических тел среднего-основного состава.

*Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ 20-05-00290 А*

## Литература:

- Разумный А.В., Сидоров Е.Г., Сандимирова Е.И. (2004) Медно-золото-палладиевая минерализация в концентрически-зональных массивах Корякского нагорья. Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле 4: 75–80.
- Сидоров Е.Г., Игнатъев Е.К., Чубаров В.М. (2017) Первая находка минералов платиновой группы в рудах медно-порфинового месторождения Кирганик (Камчатка). Доклады академии наук 475 (4): 435–438.

## Выцветы Дачных источников Мутновского вулкана (Камчатка, Россия)

Житова Е.С., Назарова М.А., Сергеева А.В., Нуждаев А.А., Буханова Д.С.

*ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский zhitova\_es@mail.ru*

Вулкан Мутновский расположен в 70 км к югу от Петропавловска-Камчатского, является действующим и характеризуется разнообразным проявлением вулканической деятельности. Примерно в 3 км от Активного кратера вулкана Мутновский в северо-восточном направлении, вблизи Мутновской геотермальной станции, расположено Дачное термальное поле. Данное термальное поле характеризуется выходом термальных вод на поверхность, наличием парогазовых струй, кипящих котлов и областей прогретых грунтов; температура газа в струях не превышает 100°C.

Отбор проб низкотемпературных солей (выцветов) производился с поверхности прогретых грунтов и участков, расположенных вблизи парогазовых струй. Температура грунтов, с которых были отобраны образцы, как правило, составляла 50–60°C. Из места отбора солевых выцветов также отбиралась проба подстилающей глинистой породы для анализа химического состава водной вытяжки. Исследование минерального состава выполнялось с помощью порошковой рентгеновской дифракции и электронно-зондового микроанализа.

В составе водной вытяжки основным анионом является сульфатная группа, а катионный состав более переменчив в различных точках, к основным катионам можно отнести: Fe, Al, Ca, Mg, Na,  $(\text{NH}_4)^+$ .

Среди минералов-выцветов существенно преобладает галотрихит  $\text{FeAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$ , причем для него характерна практически идеальная формула, иногда с небольшой (до 1 мас.%) примесью MgO. Также встречены гипс  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , самородная сера S, алуноген  $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 17\text{H}_2\text{O}$  и его маловодная разновидность, предположительно образованная при хранении проб в комнатных условиях (более низкая влажность, чем на термальных полях), а также опал. Реже встречены минералы группы квасцов: чермигит  $\text{NH}_4\text{Al}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$  и лонкрикит  $\text{NH}_4\text{Fe}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ , причем для них согласно исследованию химического состава не характерно образование твердых растворов, а четко проявляются две минеральные разновидности. Так, содержание примеси  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в лонкриките и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в чермигите составляет примерно до 1 мас.%. Для Na характерно нахождение в виде силикатного минерала с такими элементами, как Mg, Al, K, Ca. На основании этого предполагается, что в основном происходит его концентрирование в глинистой толще. При анализе проб с помощью электронно-зондового анализа встречено всего несколько точек, относящихся к натрийсодержащим сульфатам, данный минерал идентифицирован как натроярозит  $\text{NaFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ . Локально проявлены комплексные сульфаты железа, которые с помощью порошковой рентгеновской дифракции идентифицированы как копиапит  $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_4(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$ , возможно также проявление изоструктурного ему алюминокопиапита, идентификация которого усложнена ввиду присутствия других сульфатов железа.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках проекта 20-35-70008.*



# Колебательные спектры аммонивольтаита с Северо-Камбального термального поля (Камчатка, Россия)

Житова Е.С.<sup>1</sup>, Сергеева А.В.<sup>1</sup>, Нуждаев А.А.<sup>1</sup>, Золотарёв А.А.<sup>2</sup>,  
Бочаров В.Н.<sup>2</sup>, Исмагилова Р.М.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский [zhitova\\_es@mail.ru](mailto:zhitova_es@mail.ru)

<sup>2</sup>СПбГУ, Санкт-Петербург

Аммонивольтаит,  $(\text{NH}_4)_2\text{Fe}^{2+}_5\text{Fe}^{3+}_3\text{Al}(\text{SO}_4)_{12}(\text{H}_2\text{O})_{18}$ , является гидратированным сульфатом сложного состава и относится к группе вольтаита. Минерал недавно был открыт нами на поверхности Северо-Камбального термального поля (Камчатка, Россия) (Zhitova et al., 2018). В данной работе мы применили колебательную спектроскопию для детальной характеристики аммонивольтаита. Инфракрасный и рамановский спектры минерала характеризуются обилием полос, которые вызваны разнообразием структурных фрагментов и вариациями их локальной симметрии.

Инфракрасный спектр аммонивольтаита близок к таковым, опубликованным для минералов группы вольтаита и их синтетических аналогов. Доминирование  $(\text{NH}_4)^+$  в одной из структурных позиций отражается наличием колебания  $\nu_4$ , приходящегося на  $1432\text{ см}^{-1}$  и имеющего колено в области  $1510\text{ см}^{-1}$ , вызванное разупорядочением катиона  $(\text{NH}_4)^+$ .

Рамановский спектр аммонивольтаита отличается от спектра вольтаита наличием полосы, центрированной на  $3194\text{ см}^{-1}$ , которая отнесена нами к  $\nu_3$  колебаниям  $(\text{NH}_4)^+$ . Данная полоса может служить диагностической для аммониевых членов группы вольтаита по аналогии с результатами, недавно полученными для члена группы квасцов – чермигита,  $\text{NH}_4\text{Al}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12(\text{H}_2\text{O})$ , для которого колебания  $\nu_3$  катиона  $(\text{NH}_4)^+$  были обнаружены в области  $3163\text{ см}^{-1}$  (Sergeeva et al., 2019).

Исходя из положения полос  $3585$ ,  $3467$ ,  $3400$ ,  $3242$  и  $2483\text{ см}^{-1}$  на инфракрасном спектре нами были рассчитаны расстояния (длины связей) кислород-водород,  $d(\text{O}\cdots\text{H})$  и кислород-кислород,  $d(\text{O}\cdots\text{O})$ . Расстояния, рассчитанные из позиции полос  $3585$ ,  $3467$ ,  $3400\text{ см}^{-1}$ , составляют от  $1.99$  до  $2.22\text{ \AA}$  для  $d(\text{O}\cdots\text{H})$  и  $2.94\text{--}2.95\text{ \AA}$  для  $d(\text{O}\cdots\text{O})$  и отнесены нами к системе водородных связей, относящейся к атомам H1, H2 (локализованы в процессе структурного уточнения ранее (Zhitova et al., 2018)), принадлежащих к октаэдру  $\text{Fe}^{2+}\text{X}_6$  ( $\text{X} = \text{O}, \text{OH}$ ). Полосы на инфракрасном спектре, центрированные на  $3242$  и  $2483\text{ см}^{-1}$ , относятся к более сильной водородной связи, которая может относиться к нелокализованным ранее в структурных уточнениях атомам водорода, координирующим октаэдры  $\text{Al}(\text{H}_2\text{O})_6$  и/или тетраэдры  $\text{NH}_4$ .

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта Президента РФ для молодых кандидатов наук в рамках проекта МК-3246.2019.5.

## Литература:

- Sergeeva A.V., Zhitova E.S., Bocharov V.N. (2019) Infrared and Raman spectroscopy of tschermigite,  $(\text{NH}_4)\text{Al}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ . *Vibrational Spectroscopy* 105: 102983.
- Zhitova E.S., Siidra O.I., Shilovskikh V.V., Belakovsky D.I., Nuzhdaev A.A. and Ismagilova R.M. (2018) Ammoniovoltaite,  $(\text{NH}_4)_2\text{Fe}^{2+}_5\text{Fe}^{3+}_3\text{Al}(\text{SO}_4)_{12}(\text{H}_2\text{O})_{18}$ , a new mineral from the Severo-Kambalny geothermal field, Kamchatka, Russia. *Mineralogical Magazine* 82(5): 1057–1077.

# Неоднородность алмазоносных мантийных субстратов Сибирского кратона: по данным изучения включений гранатов в алмазах

**Зедгенизов Д.А.<sup>1</sup>, Рагозин А.Л.<sup>1,2</sup>, Логвинова А.М.<sup>1,2</sup>, Калинина В.В.<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>НГУ, Новосибирск [zed@igm.nsc.ru](mailto:zed@igm.nsc.ru); <sup>2</sup>ИГМ СО РАН, Новосибирск

Минералогия и геохимия минеральных включений в алмазах широко используются в качестве источника информации о составе и термодинамических условиях в глубинных зонах мантии Земли. Предыдущие исследования показали, что в основании литосферы большинство алмазов образуются в перидотитовых (Р-тип) и эклогитовых (Е-тип) мантийных субстратах. Перидотитовые алмазы преимущественно отражают ассоциацию гарцбургитов (77%), а алмазы из лерцолитов (23%) составляют подчиненную популяцию (Stachel, Harris, 2008). Появление гарцбургитовых гранатов с низким содержанием Са в концентратах тяжелых минералов является широко используемым индикатором при поисках алмазоносных кимберлитов. Для определения специфических особенностей алмазоносных субстратов Сибирской платформы в настоящей работе получен комплекс новых геохимических данных (включая REE, Y и Zr) для включений гранатов Р-типа в алмазах из нескольких кимберлитовых трубок. Включения были представлены низко-Са (гарцбургитовыми – Н) и высоко-Са (лерцолитовыми – Л и очень редко верлитовыми – W) гранатами. Содержание СаО в исследованных гранатах достигает 8.3 мас.%, а Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 15.9 мас.%. Все гранаты имеют Mg# между 0.82 и 0.89. Распределение REE<sub>N</sub> для гарцбургитовых гранатов сильно варьирует от нормального (обедненного LREE<sub>N</sub>) до синусоидального (обогащенного LREE<sub>N</sub> с преобладанием Sm<sub>N</sub> над Dy<sub>N</sub>) и выпуклого (обогащенного LREE-MREE<sub>N</sub>). Лерцолитовые гранаты характеризуются нормальными и синусоидальными распределениями REE<sub>N</sub>.

Состав включений гранатов показывает, что их образование происходит в основании сильно истощенной субкратонной литосферной мантии. Гранаты из соответствующих мантийных пород должны быть высоко-Mg, богатыми Sr и обедненными Ca, с низкими концентрациями редких элементов и иметь положительный наклон от легких до тяжелых REE<sub>N</sub> (Stachel, Harris, 2008), однако большинство гранатов в алмазах характеризуются синусоидальным распределением REE<sub>N</sub> с высоким содержанием Nd. Такой характер распределения обусловлен вторичным метасоматическим обогащением истощенных гарцбургитов до или во время кристаллизации алмаза (Stachel et al., 2004). Предполагается, что сравнительно низкотемпературный флюидный метасоматоз приводит к синусоидальным спектрам распределения REE<sub>N</sub>, высоким содержаниям Nd и Sr и низким Y и Ti в гранате, в то время как высокотемпературный метасоматоз с преобладанием расплава приводит к нормальным спектрам распределения REE<sub>N</sub> и высоким содержаниям Zr и Ti в гранате (Griffin et al., 1999). Переход от сильно истощенных, обедненных Ca и Fe гарцбургитов к высоко-Са гарцбургитам и лерцолитам в процессе формирования алмазоносных пород может быть обусловлен изменением характера и степени метасоматических преобразований (Stachel, Harris, 2008).

В соответствии с существующими представлениями очевидно, что включения гранатов Р-типа в алмазах Сибирской платформы отражают разный тип глубинных метасоматических процессов. Большинство гранатов представляют почти неизмененную сильно истощенную мантию, которая была подвержена метасоматическим преобразованиям лишь в незначительной степени. Породы мантии, которые подверглись существенной метасоматической модификации, предлагаются в качестве источника только для небольшого количества включений гранатов. Часть гранатов лерцолитового парагенезиса также могла формироваться в породах неистощенной примитивной мантии.

*Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект №16-17-10067).*

## **Литература:**

- Griffin W.L., Shee S.R., Ryan C.G., Win T.T., Wyatt B.A. (1999) Harzburgite to lherzolite and back again: metasomatic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberley, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.* 134: 232–250.
- Stachel T., Aulbach S., Brey G.P., Harris J.W., Leost I., Tappert R., Viljoen K.S. (2004) The trace element composition of silicate inclusions in diamonds: a review. *Lithos* 77: 1–19.
- Stachel T., Harris J.W. (2008) The origin of cratonic diamonds – constraints from mineral inclusions. *Ore Geol. Rev.* 34: 5–32.

# Минералого-геохимические особенности рудопроявления Амфиболитовое (Полярный Урал). Первые результаты

Иванова Ю.Н.<sup>1</sup>, Тюкова Е.Э.<sup>1,2</sup>, Викентьев И.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ИГЕМ РАН, Москва [jnivanova@yandex.ru](mailto:jnivanova@yandex.ru); <sup>2</sup>НГИЦ РАН, Москва

Рудопроявление Амфиболитовое расположено в 2 км к СВ от пос. Харп (Приуральский район ЯНАО). Объект сложен габбро и пироксенитами Кэршорского интрузивного комплекса. Близость к осевой части Главного Уральского разлома обусловила широкое развитие в породах рудопроявления зон дробления, интенсивной трещиноватости и жильных образований различного состава (кварцевые-карбонатные, эпидотовые, кварцево-эпидотовые, кварцево-полевошпатовые, иногда карбонат-кварц-полевошпатовые прожилки и жилы).

Главными рудными минералами являются пирит и халькопирит, второстепенными – магнетит, гематит, сфалерит, галенит, пирротин, борнит, ковеллин, редкими – ильменит, марказит, блеклая руда (?).

Пирит представлен ксеноморфными, катакластическими, диспергентными агрегатами, реже – идиоморфными кристаллами, локализованный во вмещающей породе и реже – магнетите. В его дефектах локализованы халькопирит, пирротин, галенит (до 25–40 мкм), магнетит (до 400 мкм); иногда – сростания пирротин±халькопирит+сфалерит до 100 мкм. Иногда пирит образует «какардоподобные» ассоциации с магнетитом и халькопиритом: магнетит обрастает ксеноморфные зерна пирита, в которых встречаются включения халькопирита неправильной формы до 100 мкм.

Халькопирит образует ксеноморфные включения и гнезда до 200 мкм, сростания с пирротином в пирите в кварц-карбонатных прожилках, реже – в магнетите. Иногда в нем можно наблюдать изометричные и ксеноморфные включения пирита (до 30 мкм).

В магнетите локализуются включения пирротина, реже – сетчатые прожилки ковеллина до 80 мкм.

Галенит образует сростания с халькопиритом (до 40 мкм) и ксеноморфные агрегаты во вмещающей породе до 1 мм.

С помощью методов пробирной плавки для определения драгоценных металлов (Au, Pd) в компании ООО «Стюарт Геокемикл энд Эссей» были проанализированы 9 образцов с рудопроявления, представляющие измененные метасоматиты и кварц-карбонатные жилы с вкрапленности сульфидов (пирит, галенит). Содержания Au составляют до 0.2 г/т, Pd до 0.4 г/т, а Ag около до 3.5 г/т (определено методом ICP-MS).

В институте минералогии УрО РАН с помощью метода LA-ICP-MS был проанализирован пирит (6 образцов, 43 точки анализа) и установлены содержания основных элементов-примесей. Максимальные концентрации Co составляют до 6090 ppm, Ni 759 ppm, Zn 507 ppm, As 234 ppm, Pb 108 ppm, Te 72 ppm, Ag 52 ppm, Sb 53 ppm и Au 14 ppm.

Структуры и текстуры руд рудопроявления разнообразны: вкрапленная, жильная, гнездовая, брекчиевая, брекчиевидная, прожилковая; замещения, цементации, распада, коррозионные, графическая, реликтовая, скрытокристаллическая и др.

Иногда встречаются структуры распада, имеющие нечеткие границы между фазами, диспергированные краевые части агрегатов между пиритом и халькопиритом, а также гематитом и магнетитом, что позволяет предполагать кратковременный прогрев руд на рудопроявлении. Подобные структуры наблюдались нами на месторождениях Новогоднее-Монто (Полярный Урал) и Вадимо-Александровское (Северный Урал) (Иванова и др., 2015). При этом руды последнего объекта имеют более широкое распространение и разнообразие подобных структур, вероятно, они подверглись более существенному преобразованию, чем руды месторождения Новогоднее-Монто и рудопроявления Амфиболитовое.

*При финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-70041 «Ресурсы Арктики». Авторы выражают благодарность В.Д. Мокрию за предоставленные образцы и помощь в организации полевых исследований.*

## Литература:

Иванова Ю.И., Тюкова Е.Э., Выхристенко Р.И. (2015) Структуры распада как признак метаморфизма руд (на примере месторождений Полярного и Северного Урала). Мат. Всерос. конф. «Онтогенез, филогения, система минералогии», Миасс, Челябинская обл. С. 95–100.

# Экспериментальное исследование алюминатов кальция при параметрах переходной зоны и нижней мантии Земли

Искрина А.В.<sup>1,2</sup>, Бобров А.В.<sup>1,2,3</sup>, Спивак А.В.<sup>2</sup>, Ерёмин Н.Н.<sup>1</sup>, Марченко Е.И.<sup>1</sup>, Дубровинский Л.С.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Геологический факультет МГУ, Москва [grigoryeva\\_av888@mail.ru](mailto:grigoryeva_av888@mail.ru);

<sup>2</sup>ИЭМ РАН, Черноголовка; <sup>3</sup>ГЕОХИ РАН, Москва [archi3@yandex.ru](mailto:archi3@yandex.ru);

<sup>4</sup>Баварский Геоинститут, Байройт

Фазы со структурой  $\text{CaFe}_2\text{O}_4$  (CF) рассматриваются как одни из основных кандидатов для постшпинелевых переходов в глубинных оболочках Земли. Такой структурой обладают некоторые высокобарные фазы со стехиометрией  $\text{AB}_2\text{O}_4$ , которые предложены в качестве одного из главных компонентов океанической коры базальтового состава, субдуцирующей на глубину и влияющей на гетерогенность нижней мантии Земли. Так как в коре состава MORB содержится намного больше алюминия, чем в веществе пиролитового состава, необходимо выявить возможные фазы, концентрирующие алюминий на больших глубинах (McDonough et al., 1995; Green et al., 1979). Были высказаны предположения о том, что такими фазами являются алюминаты (Ringwood, 1975; Irifune, Tsuchiya, 2007). К ним относятся Ca-алюминаты, в которые также могут входить различные катионы – Fe, Mg, Na, Cr, оказывающие влияние на фазовые отношения в системе  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Эксперименты по синтезу фаз в системе Ca-Al-O (+ $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) проводились при  $P=15$  и  $24$  ГПа,  $T=1600^\circ\text{C}$ , а в системе Mg-Al-Cr-O при давлениях  $12$ ,  $14$ ,  $18$  и  $22$  ГПа и температуре  $1600^\circ\text{C}$  на  $1200$ -тонном многоопорном прессе Sumitomo в Баварском Научно-исследовательском институте экспериментальной геохимии и геофизики (BGI) (Германия).

В системе Ca-Al-O (+ $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) синтезированы фазы  $\text{CaAl}_2\text{O}_4$ ,  $\text{Ca}_2\text{Al}_6\text{O}_{11}$ ,  $\text{Ca}(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$ . Орторомбические фазы  $\text{CaAl}_2\text{O}_4$  и  $\text{Ca}(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$  кристаллизуются в пространственной группе *Pnma* и имеют структуру типа CF. Тетрагональная фаза  $\text{Ca}_2\text{Al}_6\text{O}_{11}$  представляет собой новую фазу, кристаллизующуюся в пространственной группе *P4<sub>2</sub>/mnm*. Структуры синтезированных фаз были уточнены методом монокристаллической рентгеновской дифракции с использованием синхротронного излучения. Исследована сжимаемость фазы  $\text{Ca}(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$  до  $\sim 60$  ГПа, получено уравнение состояния. В этом диапазоне давлений фазовых превращений обнаружено не было, но зарегистрирован спиновый переход для железа.

Начато изучение системы Mg-Al-Cr-O. В качестве крайних членов взяты, соответственно,  $\text{MgAl}_2\text{O}_4$  и  $\text{MgCr}_2\text{O}_4$ . Были синтезированы фазы  $\text{Mg}(\text{Al}, \text{Cr})_2\text{O}_4$  и  $\text{Mg}(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$  и определены их структуры. Первая фаза имеет структуру кальциоферрита, а вторая – структуру кальцититаната  $\text{CaTi}_2\text{O}_4$  (CT). В фазе с соотношением компонентов  $(\text{MgAl}_2\text{O}_4)_{50}(\text{MgCr}_2\text{O}_4)_{50}$  будет наблюдаться либо структура кальциоферрита, близкая к структурному переходу, либо переходный тип структуры (CF→CT). В дальнейшем будет проведено уточнение конкретных параметров структурного перехода с использованием метода монокристаллической рентгеновской дифракции.

Полученные данные могут быть использованы для уточнения фазовой P–T диаграммы в системе Ca-Al-O (сейчас диаграммы ограничены давлением  $16$  ГПа). По итогам уже проведённых исследований можно сделать ряд выводов: кальциевые алюминаты стабильны в широкой области давлений и температур, вплоть до нижнемантийных; они могут образовывать ряды твердых растворов с другими фазами, кристаллизующимися в структурном типе кальциоферрита; эти фазы, несомненно, могут рассматриваться в качестве фаз-концентраторов алюминия в глубинных оболочках Земли.

## Литература:

- Green D.H., Hibberson W.O., Jaques A.L. (1979) Petrogenesis of mid-ocean ridge basalts. In: The Earth: its origin, structure and evolution (ed. M.W. McElhinney). Academic Press, London. 265–299.
- Irifune T., Tsuchiya T. (2007) Phase transitions and mineralogy of the lower mantle. D. Price (Ed.), Treatise on Geophysics: 33–62.
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. Chem. Geol. 120: 223–253.
- Ringwood, A.E. (1975) Composition and Petrology of the Earth's Mantle. McGraw-Hill, New York – Toronto. 618 p.

# Высокотемпературное преобразование молибдатов и фосфатов меди: линдгрениита, ссеничитита, либетенита и люджибаита

**Исмагилова Р.М.<sup>1</sup>, Житова Е.С.<sup>2</sup>, Золотарев А.А.<sup>1</sup>, Кривовичев С.В.<sup>1,3</sup>**

<sup>1</sup>Институт Наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург  
*rezeda.m.ismagilova@gmail.com*; <sup>2</sup>ИВУС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский  
*zhitova\_es@mail.ru*, <sup>3</sup>Центр наноматериаловедения КНЦ РАН, Апатиты

Линдгрениит  $\text{Cu}_3(\text{MoO}_4)_2(\text{OH})_2$ , ссеничит  $\text{Cu}_3\text{MoO}_4(\text{OH})_4$ , либетенит  $\text{Cu}_2(\text{PO}_4)(\text{OH})$  и люджибаит  $\text{Cu}_5(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4$ , как правило, являются гипергенными минералами, формирующимися в зонах окисления медных руд (Francis et al., 1997, Frost et al., 2002). Купромolibдит  $\text{Cu}_3\text{O}(\text{MoO}_4)_2$  был обнаружен среди эксгальционных минералов фумаролы Ядовитая на Втором шлаковом конусе Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-76 гг. (СП БТТИ) в Толбачинском Доле (Zelenski et al., 2012). Стоит отметить, что образование минералов с дополнительным кислородом (примером которого является купромolibдит) – оксосолей – является характерной особенностью Толбачинских фумарол. Данные минералы образуются при повышенных температурах и не характерны для других геологических обстановок (Кривовичев, Филатов, 2001).

В работе изучено поведение линдгрениита, ссеничитита, либетенита и люджибаита, представляющих классы фосфатов и молибдатов меди, при повышенной температуре с помощью метода терморентгенографии.

Для линдгрениита (1) и ссеничитита (2) обнаружена дегидратация минералов с превращением в купромolibдит (с примесью тенорита в случае ссеничитита) при температуре 325–350°C и 350–375°C, соответственно, по следующим схемам:

- 1)  $\text{Cu}_3(\text{MoO}_4)_2(\text{OH})_2 \rightarrow \text{Cu}_3\text{O}(\text{MoO}_4)_2 + \text{H}_2\text{O}$ ;
- 2)  $2\text{Cu}_3(\text{MoO}_4)(\text{OH})_4 \rightarrow \text{Cu}_3\text{O}(\text{MoO}_4)_2 + 3\text{CuO} + 4\text{H}_2\text{O}$ .

Для люджибаита (3) обнаружена дегидратация с превращением в оксофосфат  $\text{Cu}_5\text{O}_2(\text{PO}_4)_2$ , а для либетенита (4) – в оксофосфат  $\text{Cu}_4\text{O}(\text{PO}_4)_2$ . В обоих случаях дегидратация протекала в два этапа – при температурах 550 и 700°C:

- 3)  $3\text{Cu}_5(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \rightarrow \text{Cu}_3(\text{PO}_4)_2 + \text{Cu}_9(\text{PO}_4)_4\text{O}_2(\text{OH})_2 + 3\text{CuO} + 5\text{H}_2\text{O} \rightarrow 3\text{Cu}_5\text{O}_2(\text{PO}_4)_2 + 6\text{H}_2\text{O}$ ;
- 4)  $8\text{Cu}_2(\text{PO}_4)(\text{OH}) \rightarrow \text{Cu}_3(\text{PO}_4)_2 + \text{Cu}_9(\text{PO}_4)_4\text{O}_2(\text{OH})_2 + \text{Cu}_4\text{O}(\text{PO}_4)_2 + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow 4\text{Cu}_4\text{O}(\text{PO}_4)_2 + 4\text{H}_2\text{O}$ .

Таким образом, среди исследованных минералов обнаружена общая тенденция перехода из минералов, содержащих гидроксильную группу, в безводные оксосоли. Реакции дегидратации протекают в температурном диапазоне 325–700°C. Исследованные молибдаты переходят в известное в природе соединение – купромolibдит, при этом оксоформы, полученные из гидратированных фосфатов, в природе на настоящий момент неизвестны.

Исследование выполнено в рамках гранта Президента РФ НШ-2526.2020.5. Результаты по молибдатам опубликованы в статье (Ismagilova et al., 2019). Исследования выполнялись в ресурсных центрах РДМИ и Геомодель СПбГУ.

## Литература:

- Кривовичев С.В., Филатов С.К. (2001) Кристаллохимия минералов и неорганических соединений с комплексами анионоцентрированных тетраэдров. Изд-во С.-Петербург. ун-та, Санкт-Петербург. 200 с.
- Francis C.A., Pitman L.C., Lange D.E. (1997) Szenicsite a new copper molybdate from Inca de Oro, Atacama, Chile. Mineral Rec 28(5): 387–394.
- Frost R. L., Williams P. A., Martens W., Kloprogge J. T., Leverett P. (2002). Raman spectroscopy of the basic copper phosphate minerals cornetite, libethenite, pseudomalachite, reichenbachite and ludjibaite. Journal of Raman Spectroscopy 33(4): 260–263.
- Ismagilova R.M., Zhitova E.S., Zolotarev A.A., Krivovichev S.V. (2019) Jahn–Teller distortion and thermal expansion anisotropy: temperature-dependent behavior of lindgrenite,  $\text{Cu}_3(\text{MoO}_4)_2(\text{OH})_2$ , szenicsite,  $\text{Cu}_3(\text{MoO}_4)(\text{OH})_4$ , and cupromolybdate,  $\text{Cu}_3\text{O}(\text{MoO}_4)_2$ . Phys Chem Miner 49(5): 437–447.

# Рамановская спектроскопия включений гранатов и клинопироксенов в природных алмазах

Калугина А.Д.<sup>1</sup>, Зедгенизов Д.А.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>НГУ, Новосибирск *a.kalugina@g.nsu.ru*; <sup>2</sup>ИГМ СО РАН, Новосибирск

Гранат и клинопироксен являются распространёнными минералами глубинных мантийных пород и часто встречаются в виде включений в алмазах как перидотитового, так и эклогитового парагенезисов. Минералы разных парагенезисов существенно различаются по химическому составу (Stachel, Harris, 2008). Высокохромистый пурпурно-красный пироповый гранат и зеленый хром-диопсид используются в качестве индикаторных минералов при поисках алмазоносных кимберлитовых трубок. Рамановская спектроскопия, как неразрушительный метод, позволяет изучать специфические структурно-химические особенности включений в алмазах. Известно, что изменения положений основных мод Рамановских спектров гранатов и клинопироксенов, как правило, определяются зависимостью энергий растяжения и кручения связей Si-O от химического состава (Kolesov, Geiger, 1998; Bersani et al., 2009; Huang et al., 2000).

В работе представлены данные по обширной выборке включений гранатов (n=170) и клинопироксенов (n=50) различных парагенезисов. Широкие вариации химического состава вместе с большими вариациями смещений положений основных Рамановских мод для спектров гранатов и клинопироксенов позволили выделить ряд значимых корреляций. Для гранатов показано, что смещения положения мод, ответственных за деформационные ( $\nu_2$ ) и валентные ( $\nu_1$ ) колебательные энергии связи Si-O, связаны с изоморфизмом пар Al $\leftrightarrow$ Cr и Ca $\leftrightarrow$ Mg, соответственно. Для клинопироксенов показано, что смещение положения моды ( $\nu_{11}$ ), ответственной за валентные колебания связи кремния с мостиковыми атомами кислорода Si-O<sub>br</sub>, отражает гетеровалентный изоморфизм CaMg $\leftrightarrow$ NaAl.

Выявленные корреляции позволяют оценивать химический состав включений в алмазах (с использованием только Рамановской спектроскопии), идентифицировать гранаты и клинопироксены эклогитового и перидотитового парагенезисов по их характерным спектроскопическим особенностям. Полученные результаты могут быть использованы при разделении минералов (гранатов и клинопироксенов) алмазоносных и не алмазоносных парагенезисов.

*Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект №16-17-10067).*

## Литература:

- Stachel T., Harris J.W. (2008) The origin of cratonic diamonds – constraints from mineral inclusions. *Ore Geology Reviews* 34: 5–32.
- Kolesov B.A., Geiger C.A. (1998) Raman spectra of silicate garnets. *Physics and Chemistry of Minerals* 25: 142–151.
- Bersani D., Ando S., Vignola P., Moltifiori G., Marino I.-G., Lottici P. P., Diella V. (2009) Micro-Raman spectroscopy as a routine tool for garnet analysis. *Spectrochimica Acta* 73: 484–491.
- Huang E., Chen C.H., Huang T., Lin E.H., Ji-An Xu (2000) Raman spectroscopic characteristics of Mg-Fe-Ca pyroxenes. *American Mineralogist* 85: 473–479.

# Изотопные отношения стронция в системе вода-порода пещеры Шульган-Таш (Капова)

Киселева Д.В.<sup>1</sup>, Шагалов Е.С.<sup>1,2</sup>, Червяцова О.Я.<sup>3</sup>, Окунева Т.Г.<sup>1</sup>,  
Солошенко Н.Г.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ИГГ УрО РАН, Екатеринбург *kiseleva@igg.uran.ru*;

<sup>2</sup>УГГУ, Екатеринбург *shagalove@mail.ru*;

<sup>3</sup>Государственный заповедник «Шульган-Таш», Иргизлы *kittary@yandex.ru*

Изотопы стронция являются маркерами грунтовых вод и чувствительными трасерами процессов их смешения. Изотопный состав стронция в воде зависит от растворения минералов и ионообменных реакций; при течении через водоносный горизонт вода постепенно приобретает  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношение пород, с которыми взаимодействует (Frost, Toner, 2004).

Карстовая пещера Шульган-Таш (Капова пещера) – широко известный объект археологических исследований и карстоведения благодаря наскальным рисункам первобытного человека эпохи палеолита; расположена в одноимённом заповеднике «Шульган-Таш» (Бурзянский район респ. Башкортостан).

Цель работы – выявление закономерностей взаимодействия вода-порода в карстовой системе пещеры Шульган-Таш с использованием изотопных отношений стронция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Исследованы образцы пород, карбонатных новообразованных агрегатов и подземных вод из различных водоёмов и водотоков в пещере Шульган-Таш, а также усредненная месячная проба атмосферных осадков (ноябрь). Для сопоставительных целей взята проба воды из р. Белая.

Пробоподготовка и анализ микроэлементного и изотопного состава стронция проведены в блоке чистых помещений с классами чистоты 6 и 7 ИСО (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Измерения микроэлементного состава проведены на квадрупольном ИСП-масс-спектрометре NexION 300S (PerkinElmer). Для изотопного анализа стронций из растворенных проб и воды был хроматографически выделен с использованием смолы Triskem Sr-Spec (Muynck et al., 2009). Элюирование осуществлялось в соответствии с (Streletskaya et al., 2017) согласно протоколу, адаптированному из (Horwitz et al., 1992). Измерения изотопного состава стронция проводили на мультиколлекторном магнито-секторном масс-спектрометре с двойной фокусировкой Neptune Plus (Thermo Fischer) методом брекетинга (SSB) с использованием NIST SRM 987 (карбонат стронция). Для оценки правильности и долговременной воспроизводимости измерительной процедуры использовали стандарт изотопного состава стронция NIST SRM 987:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710266 \pm 8$  (1SD, N = 23).

На основании изученных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в системе вода-порода пещеры Шульган-Таш определены три основных источника: современный региональный речной сток, атмосферные осадки и породы (известняк), слагающие гору, в которой образована пещера. Сложная схема включает два тренда смешения: тренд *a* соединяет крайние члены ряда – воду р. Белая и известняк; тренд *b* соединяет атмосферные осадки с известняками. Все вариации содержаний и изотопного состава стронция в новообразованиях пещеры зависят от вклада этих источников. Полученные данные могут быть использованы для характеристики геохимического фона при гидрологических и археологических исследованиях в районе пещеры.

Работа выполнена в ЦКП УрО РАН «Геоаналитик» при финансовой поддержке РФФИ, грант № 20-09-00194.

## Литература:

- Frost C.D. and Toner R.N. (2004) Strontium Isotopic Identification of Water-Rock Interaction and Ground Water Mixing. *Ground water* 42(3): 418–432.
- Horwitz E.P., Chiarizia R., Dietz M.L. (1992) A novel strontium-selective extraction chromatographic resin. *Solvent Extraction and Ion Exchange* 10: 313–336.
- Muynck D.D., Huelga-Suarez G., Heghe L.V., Degryse P., Vanhaecke F. (2009) Systematic evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic resin for obtaining a purified Sr fraction with quantitative recovery from complex and Ca-rich matrices. *J. Anal. At. Spectrom.* 24: 1498–1510.
- Streletskaya M., Zaytceva M., Soloshenko N. (2017) Sr and Nd chromatographic separation procedure for precise isotope ratio measurement using TIMS and MC-ICP-MS methods. *European winter conference on plasma spectrochemistry (EWCPS-2017)*: 319.

# Метасоматическое происхождение хромитов Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье)

Кислов Е.В.<sup>1,2</sup>, Каменецкий В.С.<sup>3,4</sup>, Вантеев В.В.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>ГИН СО РАН, Улан-Удэ [evg-kislov@ya.ru](mailto:evg-kislov@ya.ru); <sup>2</sup>БГУ, Улан-Удэ;

<sup>3</sup>Университет Тасмании, Хобарт, Австралия [dima.kamenetsky@utas.edu.au](mailto:dima.kamenetsky@utas.edu.au);

<sup>4</sup>ИЭМ РАН, Черноголовка

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый интрузив в 60 км СВ оз. Байкал – линзовидное тело 26×3.5 км субсогласно карбонатно-терригенных толщ Сыннырского рифта, возраст  $\Sigma 728$  млн. лет (Арискин и др., 2013). Ксенолиты вмещающих пород, превращенных в скарны и роговики, залегают в основном в верхней части дунитов. К ним приурочены верлиты, диопсидиты и хромититы, изученные в левом борту верховьев руч. Большой. Хромититы – шпировидные сегрегации идиоморфной хромшпинели (40–60%) до 0.5–1 м в длину и 10–20 см в ширину, реже массивные жилки до 2 см мощностью. Хромшпинель – хромпикотит с преобладанием Al над Cr, оливин более магнезиален ( $Mg\#=0.97-0.89$ ) по сравнению с оливином из неконтаминированных дунитов ( $Mg\#=0.87-0.85$ ), содержит в несколько раз больше CaO (до 1.2 %, в среднем 1%), клинопироксен с высокими содержаниями  $Al_2O_3$  (6–8%),  $Cr_2O_3$  (1%) и  $TiO_2$  (0.5–0.7%) (Пушкарев, Кислов, 2005).

Оливин образует изометричные идиоморфные зерна 0.2–5 мм, округлые включения в более крупных зернах оливина, диопсида и хромшпинели. Вариации по составу: пятнистое распределение, реже зональность. Включения хромшпинели, магнетита, монтичеллита, диопсида, хлорапатита, пирротина, галита, хлоридов Ca, Mg, Fe, Ba и K. Диопсид образует оторочки кристаллов хромшпинели и пойкилокрсты, включающие и разъедающие округлые зерна оливина. Отмечены включения гроссуляра, магнетита, хроммагнетита, хромшпинели, хлорита, хлорапатита, оторочки мелилита. Хромшпинель образует изометричные зерна 1–3 мм. Участки разного состава вплоть до Zn-шпинели и хромита, оторочки, жилки, цепочки зерен хроммагнетита. Включения: хлорит, диопсид, нефелин, оливин, магнетит, титаномангнетит, хроммагнетит, хромит, гроссуляр, паргасит, флогопит, апатит, хлор-, фторапатит, везувиан, нефелин, куспидин, галит, пентландит, кальцит, серпентин, мелилит, перовскит, халькопирит, джерфшерит, галенит. На границе с включением иногда развивается хроммагнетит, реже – хромит. В основной массе отмечены хлорит, гроссуляр, флогопит, хлор-, фторапатит, кальцит, магнетит, пентландит, халькопирит, пирротин, галенит, магнезиальный сидерит, клинтонит. Зерна сульфидов содержат включения оливина и магнетита. Отмечены ксеноморфные зерна сульфидов по отношению к лейстам хлорита. Кальцит и хлорит выполняют интерстиции, слагают идиоморфные зерна.

Неоднородность по составу оливина и хромшпинели, отличие оливина, диопсида, хромшпинели по составу минералов интрузивных пород, метасоматический парагенезис минералов свидетельствует о том, что эти хромититы представляют собой высокохромистые скарны магматического этапа (Пушкарев, Кислов, 2005), формирование которых связано с реакцией пикрито-базальтового расплава с  $CO_2$  флюидом и избыточным Ca, экстрагированными при декarbonатизации доломитовых ксенолитов (Wenze et al., 2002).

Работа по госзаданию ГИН СО РАН № АААА-А17-117011650012-7 при финансовой поддержке РФФИ № 19-05-00337. Изучение массива, экспедиционное обследование и опробование хромититов частично при финансовой поддержке РФФИ № 16-17-10129. Использованы возможности Аналитического центра минералогических, геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН.

## Литература:

- Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В. и др. (2013) Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия). Геохимия 58: 955–972.
- Пушкарев Е.В., Кислов Е.В. (2005) Хромититы Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) как эндоскарны в контаминированных дунитах. Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН: 89–93.
- Wenzel T., Baumgartner L.P., Brüggemann G.E. et al. (2002) Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: the Ioko-Dovyren Intrusion (North Baikal Region, Russia). Journal of Petrology 43: 2049–2074.



# Экспериментальное выщелачивание гранитоидов. Попытка решения K/Na парадокса

**Климова Е.В.<sup>1</sup>, Матреничев В.А.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург  
katya\_kli@list.ru; <sup>2</sup>ГБУДОДДТ Курортного района, Санкт-Петербург  
ppbat@yandex.ru*

Докембрийские коры выветривания относятся к типу глинистых кор выветривания и характеризуются накоплением калия и рубидия в наиболее выветренных участках профиля (Алфимова, Матреничев, 2006). Накопление калия в глинистой зоне древних кор выветривания может иметь отношение к проблеме K/Na биогеохимического парадокса. Для клеточной жидкости организмов характерно преобладание ионов  $K^+$  над ионами  $Na^+$ , так как присутствие калия необходимо для синтеза белка. (Наточин и др., 2012). Если жизнь зародилась в морской среде, то логично считать, что солевой состав жидкости в первичных примитивных клетках должен был совпадать с солевым составом среды. Однако в солевом составе Мирового океана K/Na  $\sim 0.02$  и считается, что подобное соотношение удерживалось в течение всей геологической истории Земли. Попытки решения этого парадокса включают обоснование восстановленного характера первичной атмосферы, в котором преобладающим углеродсодержащим компонентом был  $CH_4$ , а не  $CO_2$  (Галимов, Рыженко, 2008) или локальность существования условий с высоким отношением K/Na (Наточин и др., 2012).

Целью работы было экспериментальное изучение перераспределения компонентов при взаимодействии архейских гранито-гнейсов с растворами различной кислотности в атмосфере различной степени оксигенизации.

Образцы гранито-гнейсов помещались в растворы с pH = 3, 7 и 10. Эксперименты проводились в кислородной и аргоновой среде. Время взаимодействия породы с раствором составляло от 10 минут до 4 суток. После взаимодействия с породой растворы были отфильтрованы и проанализированы. (Klimova, Matrenichev, 2016).

Активное выщелачивание с формированием растворов, для которых суммарная концентрация катионов превышает 20 мг/л, наблюдается только в окислительной обстановке при начальном pH = 3 и увеличивается до 52 мг/л в экспериментах длительностью 4 суток. При любых других условиях суммарное количество катионов в растворе из экспериментов длительностью 4 суток не превышает 12 мг/л. В полученных растворах при свободном доступе кислорода и кислых условиях отношение K/Na увеличивается от 1.3 до 4.1 с увеличением времени эксперимента. Величина отношения K/Na в растворах в аргоновой среде варьирует от 0.9 до 1.7 при разном времени взаимодействия раствора с породой.

Таким образом, среди рассмотренных условий только кислые окислительные условия характеризуются повышенной концентрацией катионов и способствуют формированию коры выветривания. Результаты экспериментов показали, что в кислых окислительных условиях выщелачивание гранитоидов способствует формированию дренажных растворов, в которых K преобладает над Na. Таким образом, в древних корах выветривания могли существовать растворы с высокой концентрацией элементов-нутриентов при K/Na > 1, что является необходимым условием для появления первых клеток на Земле.

*Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № 0153-2019-0001.*

## Литература:

- Алфимова Н.А., Матреничев В.А. (2006) Континентальное выветривание в раннем докембрии: особенности минеральных преобразований и состав гипергенных растворов. Литология и полезные ископаемые 6: 578–591.
- Галимов Э. М., Рыженко Б. Н. (2008) Разрешение K/Na биогеохимического парадокса. ДАН 421(3): 375–377.
- Наточин Ю.В., Фелицын С.Б., Климова Е.В., Шахматова Е.И. (2012)  $K^+/Na^+$  во внеклеточной жидкости животных, при выветривании гранитоидов и проблема возникновения жизни. Журнал эволюционной биохимии и физиологии 48(4): 409–416.
- Klimova E.V., Matrenichev V.A. (2016) Composition of the solution in the granite weathering profile. Experimental research. The 8th International Siberian Early Career Geoscientists Conference. Novosibirsk: 90–91.

# Геохимические характеристики циркона из сиенитов, связанных с редкоземельными месторождениями

Левашова Е.В.<sup>1</sup>, Левашов Д.С.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИГГД РАН, Санкт-Петербург *levashova.kateryna@yandex.ru*;

<sup>2</sup>СПГУ, Санкт-Петербург *levashov\_ds@pers.spmi.ru*

Данные по редкоэлементному составу циркона широко используются при решении различных геохимических, геохронологических и петрологических задач. Многие вопросы генезиса и условий формирования редкоземельных месторождений могут быть решены путем изучения акцессорных минералов, содержащих редкоземельные элементы (REE). Украинский щит (УЩ) является уникальной провинцией щелочного магматизма протерозойского возраста с широко проявленной редкоземельной минерализацией (Кривдик, 2002). Одними из крупнейших по запасам и концентрации REE и Y являются сиенитовые массивы Ястребецкий и Азовский.

Характерной особенностью циркона из щелочно-полевошпатовых сиенитов Ястребецкого и Азовского массивов, связанных с редкоземельной минерализацией, является гетерогенное строение, значительные вариации состава по содержанию индикаторных высокозарядных и других неформульных элементов, отличаюсь по ним в ряду неизменный – измененный циркон.

В данном цирконе выделяются неизменные, в основном центральные, участки циркона, характеризующиеся светло-серым цветом на BSE-изображении, и измененные, преимущественно краевые, зоны циркона, отличающиеся темно-серым оттенком. Темные в BSE краевые зоны и участки перекристаллизации циркона отличаются высоким и даже аномальным содержанием несовместимых элементов, а также воды и летучих компонентов (по данным SIMS). Так, суммарное содержание HREE и Y для неизменных областей начинается с уровня в 1000 ppm, тогда как в измененных участках – на порядок выше (для HREE – в среднем 9900 ppm, достигая 35000 ppm, для Y – в среднем 17000 ppm, достигая 81500 ppm). Стоит отметить, что в качестве оценки среднего использовано медианное значение, наиболее полно учитывающее неопределенный или логнормальный характер распределения редких элементов в цирконе. При переходе с неизменных к измененным областям также отмечается резкий рост уровня LREE (медианные значения) с 30 до 23000 ppm, Nb – с 30 до 1100 ppm, достигая 10400 ppm, Be – с 7 до 700, достигая 1750 ppm, Ca – с 30 до 4900, Th – с 50 до 1100, U – с 120 до 3000 ppm и возрастает степень метамиктности (по данным КР-, ФЛ- и ИК-спектроскопии). При этом наблюдается отсутствие существенного разрыва между составом неизменного и измененного циркона. В темных в BSE зонах циркона отмечается значительное количество воды, подтвержденное, в том числе, такими методами, как ФЛ- и ИК-спектроскопии, составляя 4–5 мас.%, отмечается высокое содержание легких и летучих элементов (B, Be, F, Cl).

Исследование изотопного состава кислорода (на примере циркона из Ястребецкого массива) установило резкое повышение величины  $\delta^{18}\text{O}$  при переходе от неизменного к измененному циркону с 6–7‰ до 9–14‰, что существенно превышает мантийные значения. Причем рост тяжелого изотопа O четко коррелирует с содержанием несовместимых и летучих компонентов, главным образом, фтора. Изменяется и характер распределения REE в цирконе, так, в зонах измененного циркона спектр приобретает нетипичные для него очертания – «отрицательный» наклон в области LREE (уменьшение содержания с увеличением атомного номера), исчезновение Ce-аномалии и появление т.н. профиля «крылья птицы», характерного для минералов из зон интенсивного флюидного воздействия (Скублов, 2005).

Сопоставление особенностей распределения ряда редких элементов в цирконе из рассматриваемых объектов в процессе его кристаллизации демонстрирует единый тренд изменения состава магматического расплава по наиболее важным, с точки зрения рудоносности, элементам. Измененные краевые зоны циркона возникли в результате дифференциации магматического расплава на заключительном этапе формирования массива, когда возросла роль флюидов, обогащенных Y, REE, Nb, тяжелым кислородом и другими редкими элементами.

## Литература:

Кривдик С.Г. (2002) Редкометалльные сиениты Украинского щита. Геохимия 7: 707–716.

Скублов С.Г. (2005) Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. Наука, СПб. 147 с.

# Имитаторы лунного грунта для широкомасштабных натуральных экспериментальных исследований

Маковчук В.Ю., Гришакина Е.А., Слюта Е.Н.

ГЕОХИ РАН, Москва *Makovchuk.vladislav@yandex.ru*

Все аналоги и модели лунного грунта изготавливаются, как правило, с целью имитации одного-двух основных свойств, необходимых для исследования, моделирования и проведения экспериментов. Практически невозможно создать на основе земных горных пород полный аналог лунного реголита, соответствующий всем основным свойствам – физико-механическим, теплофизическим, электромагнитным, химическому и минеральному составу (Slyuta, 2014). В зависимости от задач исследований и требуемых объемов грунта-аналога применяемые компоненты и технологии его изготовления могут существенно различаться. Так, для широкомасштабных натуральных экспериментов, например, для бросковых испытаний и отработки посадки космических аппаратов миссии «Луна», для создания лунодромов с целью испытания самоходных или иных транспортных средств для передвижения по лунной поверхности, для проектирования и испытания элементов лунной инфраструктуры, для разработки и создания технологических комплексов по добыче и обогащению необходимых ресурсов, и т.д., требуются объемы грунта-аналога, измеряемые десятками и сотнями тонн.

При выборе компонентов грунта-аналога для широкомасштабных натуральных экспериментов учитывалось несколько основных требований: а) модель лунного грунта должна имитировать только основные физико-механические свойства; б) составляющие грунта-аналога должны обладать относительно низкой стоимостью и легкой промышленной доступностью в больших объемах; в) изготовление грунта-аналога и его укладка должна проводиться с помощью доступных промышленных методов и инструментов.

В соответствии с исходными требованиями были отобраны следующие компоненты: «Песок шлаковый 0.1–5 мм», «Щебеночно-песчаная смесь 0.1–10 мм», «Шлак гранулированный», «Зола-уноса Черепетской ГРЭС (№1)», «Зола-уноса Черепетской ГРЭС (№2)», «Зола-уноса Рязанской ГРЭС», «Кварцевый песок 0.5–1.0 мм». Товарные названия компонентов даны без изменений.

В качестве испытываемых свойств компонентов определялись следующие физико-механические характеристики: гранулометрический состав, объемный вес, удельный вес, пористость, влажность, модуль общей деформации, статический и динамический модули упругости, коэффициент Пуассона, модуль сдвига, несущая способность, угол внутреннего трения, сцепление, прочность на одноосное сжатие (для связных компонентов грунта). После тестирования всех исходных образцов на вышеперечисленные свойства производилось их смешивание в следующих пропорциях, взятых по массе: шлак – 33%, зола – 40%, кварцевый песок – 27%. Такое сочетание компонентов позволило получить лунный грунт-аналог с наиболее приближенными к лунному реголиту физико-механическими свойствами (Табл. 16 в (Slyuta, 2014)). Для полной апробации были выбраны модели двух типов: lunar soil imitator №1 (LSI1) – «Песок шлаковый 0.1–5 мм», «Зола-уноса Рязанской ГРЭС», «Кварцевый песок 0.5–1.0 мм»; lunar soil imitator №2 (LSI2) – «Щебеночно-песчаная смесь 0.1–10 мм», «Зола-уноса Черепетской ГРЭС (№1)», «Кварцевый песок 0.5–1.0 мм».

Оба грунта-аналога достаточно близко соответствуют оригинальному лунному грунту, погрешности в полученных показателях можно считать допустимыми при выборе лунного грунта-аналога для широкомасштабных натуральных экспериментальных исследований.

## Литература:

*Slyuta E.N.* (2014) Physical and mechanical properties of the lunar soil (A review). *Solar System Research* 48(5): 330–353.

# Минеральный состав обвальных отложений и новообразований вулкана Жупановский (Камчатка, Россия)

Назарова М.А., Горбач Н.В., Житова Е.С.

*ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский nazarovamar@mail.ru*

Жупановский вулкан расположен в Восточном вулканическом поясе Камчатки и находится в ~70 км к северо-востоку от г. Петропавловска-Камчатского (Масуренков и др., 1991). В октябре 2013 г. возобновилась эксплозивная активность одного из конусов вулкана (Самойленко и др., 2014). В июле 2015 г. произошло одно из наиболее сильных эксплозивных событий, сопровождавшееся интенсивной сейсмической активностью и подъемом пеплового облака на высоту 10 км над уровнем моря (Сенюков и др., 2015). В результате этого события произошло частичное разрушение активного конуса с образованием обвального цирка глубиной до 500 м и спуском грязевых потоков по склону вулкана. Площадь обвальных отложений составила ~20 км<sup>2</sup> (Горбач и др., 2015). Обвальный материал был отобран через несколько дней после обрушения конуса. На поверхности отложений обвала были обнаружены новообразованные минеральные образования.

В данной работе изучался минеральный состав обвальных отложений и новообразованных солей методом порошковой рентгеновской дифракции. Для обвальных отложений проводилось исследование как валовой пробы, так и тяжелой фракции. Минеральный состав валовой пробы обвала представлен в основном плагиоклазом, кристобалитом и магнетитом. Валовая проба материала была разделена на две части. Одна часть была промыта до серого шлиха и при помощи магнита разделена на фракции. Фазовый состав магнитной фракции преимущественно представлен ферросилитом и магнезиоферритом. Минеральный состав новообразований (возгонов) обвальных отложений представлен гидратированным сульфатом – галотрихитом.

## **Литература:**

- Горбач Н.В., Самойленко С.Б., Плечова А.А., Мельников Д.В. (2015) Обвал на вулкане Жупановский (Камчатка) в июле 2015 г.: первые данные и наблюдения. Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле 3: 5–11.
- Марусенков Ю.П., Флоренский И.В., Мелекесцев И.В. (1991) Вулкан Жупановский. Действующие вулканы Камчатки. Т. 2: 216–225.
- Самойленко С.Б., Мельников Д.В., Чирков С.А., Маневич Т.М. (2014) Активизация Жупановского вулкана в 2013–2014 гг. Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле 1(23): 21–26.
- Сенюков С.Л., Нуждина И.Н., Дроздин С.Я. и др. (2015) Сейсмичность района вулкана Жупановский в 2000-2015 гг. КФ ГС РАН. С. 22.

# Экспериментальное изучение взаимодействия кальцита с онгонитовым расплавом массива Ары Булак

Новикова А.С., Алферьева Я.О.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,  
геологический факультет, Москва novikova-a-s@yandex.ru, YanaAlf@ya.ru*

Массив Ары Булак расположен в Восточном Забайкалье. Он образует концентрически-зональный грибообразный лакколлит, вытянутый с северо-запада на юго-восток. Центральная часть массива сложена белыми порфиrowыми онгонитами, которые к флангам сменяются порфиrowыми онгонитами с повышенными содержаниями СаО (5.4 масс.%) и F (5.2 масс.%). Эндоконтактовая зона юго-западной части сложена афиrowыми породами, содержания кальция и фтора в которых местами возрастают до 22 и 19 масс.% соответственно (Антипин и др., 2009; Перетяжко и др., 2010). Вмещающие породы массива – известняки, метавулканыты, сланцы и песчаники усть-борзинской свиты  $J_3 - K_1$  возраста.

Проведены эксперименты по плавлению образцов трех разновидностей пород массива, при давлении 1 кбар и температурах 700 и 800°C. По результатам экспериментов было определено, что ликвидусными фазами представленных образцов порфиrowых Са-F онгонитов (АРБ-24) и афиrowых пород эндоконтактовой фации (АРБ-19) являются флюорит и топаз. А также выявлено, что кристаллизация образцов порфиrowых онгонитов центральной фации (АРБ-28) начинается при температурах < 700°C. (Alferyeva, Novikova, 2018).

Полученные результаты не соответствуют исходной последовательности кристаллизации минералов в порфиrowых разностях, выявленной ранее Коваленко В.И., согласно которому первыми ликвидусными фазами онгонитов являются альбит и кварц. Для объяснения этого несоответствия было сделано предположение, что из вмещающих пород происходил принос кальция в систему, а из кристаллизующихся онгонитов – вынос фтора.

С целью моделирования этого процесса был поставлен эксперимент по взаимодействию кальцита и онгонитового расплава в присутствии водного флюида. Эксперимент был выполнен в ИЭМ РАН в г. Черноголовка на установке высокого давления с внешним нагревом, холодным затвором при давлении 1 кбар и температуре 750°C. Для эксперимента были использованы модельная смесь Si-Al-Na-K-F-Li, соответствующая по составу порфиrowому онгониту из центральной части (АРБ-19), и кальцит с.в.ч.

Результаты эксперимента показали, что между онгонитом и карбонатом было установлено контактово-реакционное взаимодействие по механизму диффузионно-инфильтрационного замещения с образованием метасоматической зональности. Карбонатная часть частично прореагировала и была замещена волластонитом и кварцем на фронте замещения и высококальциевыми фазами – куспидином и местами флюоритом – и стеклом в тыловых зонах.

Данный эксперимент подтверждает предположение о возможности диффузионного взаимодействия известняков и высокофтористых гранитных расплавов, существенную миграцию фтора, кальция, кремния и, как следствие, изменение химического и минерального состава приконтактовых фаций гранитных интрузий и вмещающих пород.

## Литература:

- Антипин В.С., Андреева И.А., Коваленко В.И., Кузнецов В.А. (2009) Геохимические особенности онгонитов Ары-Булакского массива. Петрология 17(6): 601–612.
- Перетяжко И.С., Савина Е.А. (2010) Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье). Геология и геофизика 51(10): 1423–1442.
- Alferyeva Ya.O., Novikova A.S. (2018) Experimental study of phase relations in crystallization of ongonite melts from the AryBulak intrusion. Experiment in Geosciences 24(1): 156–159.

# Поведение ртути на современных термальных полях Южной Камчатки

Нуждаев А.А.

*ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский [envi@kscnet.ru](mailto:envi@kscnet.ru)*

Работы по изучению поведения ртути в условиях современных гидротермальных систем Паужетско-Камбально-Кошелёвского района проводятся многие годы лабораторией геотермии Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (Рычагов и др. 2009; 2014).

Поведение ртути изучается во всех доступных для изучения средах – твердых, жидких и газообразных. Весь массив полученных данных по поведению ртути в твердых породах был разбит на несколько крупных групп по степени участия в гидротермальном процессе: 1) неизменные породы, рассматриваются как фоновые значения; 2) породы с различной степенью гидротермальных изменений (опалитизированные и окварцованные, подвергшиеся гидротермальному изменению, но сохранившие первичную структуру); 3) породы, сформированные из гидротермальных растворов (кремнисто-сульфидные образования, сформированные на устьях парогазовых струй); 4) породы, полностью преобразованные в процессе гидротермального воздействия (опалиты, вторичные кварциты и монокварциты). Все полученные группы были разделены по объектам. Если проследить ряд от неизменных вулканических пород через породы, находившиеся некоторое время в зоне воздействия гидротермальных растворов, к породам, прошедшим глубокие изменения в результате длительных гидротермальных изменений, то видно, что концентрации ртути в измененных породах зависят от степени и глубины гидротермальной переработки пород.

Глинистая толща, широко развитая на поверхности термальных полей, является средой, накапливающей ртуть, поступающую в составе гидротермальных растворов в период гидротермальной активности. На различных термальных полях, от поля к полю, концентрации ртути могут отличаться весьма существенно. Кроме того, распределение ртути в пределах изученной толщи крайне не однородно и зависит от литологических особенностей изучаемой толщи и от этапа развития гидротермальной системы.

Термальные воды на поверхности термальных полей представлены метеорными водами, смешанными с глубинными гидротермальными растворами. Концентрации ртути в термальных водах, относящихся к разным гидротермальным системам, различны. Среди представленных объектов наименьшие значения концентрации ртути наблюдаются на термальных полях Паужетской гидротермальной системы, несколько более высокие значения характерны для Верхне- и Нижне-Кошелёвского термальных полей, а самые высокие средние значения характерны для термальных вод Камбального вулканического хребта.

Среди всех исследованных типов вод самые высокие концентрации ртути характерны для пароконденсата. Для пароконденсата выдерживается тот же ряд средних значений концентрации ртути, что и для термальных вод: минимальные на Паужетской гидротермальной системе, несколько более высокие на термальных полях Кошелёвской гидротермальной системы и максимальные на термальных полях Камбального хребта.

На основании проанализированного материала можно говорить, что гидротермальные системы Паужетско-Камбально-Кошелёвского геотермального района контролируют поступление ртути и формирование ее крупных аномалий. Содержания ртути в измененных породах, глинистых минералах и гидротермальных растворах определяется типом и этапом развития гидротермальной системы.

## **Литература:**

- Рычагов С.Н., Нуждаев А.А., Степанов И.И.* (2009) Поведение ртути в зоне гипергенеза геотермальных месторождений (Южная Камчатка). *Геохимия* 5: 533–542.
- Рычагов С.Н., Нуждаев А.А., Степанов И.И.* (2014) Ртуть как индикатор современной рудообразующей газо-гидротермальной системы (Камчатка). *Геохимия* 2: 145–157.

# Геофизические исследования на термальных полях Камбального вулканического хребта (Южная Камчатка)

Нуждаев И.А., Феофилактов С.О., Денисов Д.К.

*ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский [van.one.df@mail.ru](mailto:van.one.df@mail.ru)*

Южная оконечность Камчатки характеризуется интенсивной и разнообразной гидротермальной деятельностью. Помимо известных разведанных геотермальных месторождений Паужетского (п. Паужетка) и Нижне-Кошелёвского (на склоне влк. Кошелева), существуют выходы высокотемпературных гидротерм в осевой зоне Камбального хребта. На высотах от 700 до 1000 м протягивается почти 10-километровая полоса с большим числом рассредоточенных выходов паровых струй. Термопроявления Камбального хребта объединяются в 3 группы термальных полей (т/п): Северо-, Центральное- и Южно-Камбальные. Наиболее интересной для исследований и мощной по выносу тепла (около 2000 ккал/сек) является Южно-Камбальная группа т/п, расположенная в 7 км от активного кратера вулкана Камбальный, последнее извержение которого произошло в марте–апреле 2017 г. (Гирина и др., 2017; Рычагов и др., 2017). На площади Южно-Камбальной группы т/п впервые проведены наземные геофизические исследования методами магниторазведки и электроразведки (ВЭЗ). Магнитная съёмка выполнялась магнитометром GSM-19W на эффекте Оверхаузера. Построена карта аномалий магнитного поля  $\Delta T_a$  и дана качественная интерпретация полученных данных. Для площади Южно-Камбальной группы т/п отмечены наиболее низкие значения  $T$  в сравнении с термопроявлениями на исследуемых участках Паужетско-Камбально-Кошелёвского района. Термальные поля на карте магнитных аномалий  $\Delta T_a$  находятся в знакопеременной зоне. Южно-Камбальная группа т/п находится в единой отрицательной магнитной аномалии  $\Delta T_a$  (Нуждаев и др., 2019). Вертикальные Электрические Зондирования (ВЭЗ) выполнены по двум профилям, пересекающим Южно-Камбальное Центральное т/п. Выделены горизонты пород с контрастными удельными электрическими сопротивлениями. Показано, что проводящий горизонт (с низкими значениями у.э.с.) соответствует наиболее обводненным и гидротермально изменённым породам лавового комплекса. В центральной части термопроявления его мощность составляет до 140 м, уменьшаясь за его пределами (Феофилактов и др., 2020).

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 18-35-00138 и 19-05-00102).*

## **Литература:**

- Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Нуждаев А.А. (2017) Извержение вулкана Камбальный в 2017 г. Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса 14(2): 263–267.
- Нуждаев И.А., Денисов Д.К., Феофилактов С.О. (2019) Магнитометрические исследования на термальных полях Камбального вулканического хребта (Южная Камчатка). В: Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский: 163–166.
- Рычагов С.Н., Сандиминова Е.И., Сергеева А.В., Нуждаев И.А. (2017) Состав пепла вулкана Камбальный (извержение 2017 г.). Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле 4(36): 13–27.
- Феофилактов С.О. Нуждаев И.А., Денисов Д.К. (2020) Строение зоны разгрузки парогидротерм Южно-Камбального Центрального термального поля по геофизическим данным (Южная Камчатка). В: Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский: 227–230.

# Использование изотопов цинка в качестве трасера антропогенных загрязнений

Окунева Т.Г., Киселева Д.В., Селезнев А.А.

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург [okunevatatjana@mail.ru](mailto:okunevatatjana@mail.ru)

Загрязнение окружающей среды является глобальной экологической проблемой, наиболее сильно влияющей на состояние здоровья населения. Поэтому одной из важнейших задач является изучение распределения источников загрязняющих веществ. В последние десятилетия (примерно с начала двухтысячных годов) отношения стабильных изотопов цинка исследовались с целью выявления их потенциала для улучшения понимания источников загрязнений и их миграций в окружающей среде. Цинк представляет собой исключительный интерес, поскольку он является неотъемлемым компонентом различных искусственных материалов и технологических устройств, произведенных человеком, и его геохимические циклы в значительной степени изменены антропогенной деятельностью.

Цель нашей работы состояла в определении источников загрязнения окружающей среды в г. Екатеринбург с использованием стабильных изотопов цинка.

Объектом исследования являлись отложения локальных понижений микрорельефа г. Екатеринбург (западная, северная и северо-восточная часть города), собранные в 2009 г. Всю химическую подготовку образцов, а также определение изотопных отношений цинка проводили в чистых помещениях (класс 1000 ИСО 6) и ламинарных боксах (класс 100, ИСО 5) Института геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН. Для хроматографического выделения цинка использовали предварительно очищенные полипропиленовые колонки (Bio-Rad®), заполненные смолой Bio-Rad AG MP-1. Измерение изотопных отношений цинка проводили на мультиколлекторном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Neptune Plus методом бреккетинга с использованием стандарта Zn JMC-Lion. Полученные результаты приведены в  $\delta$ -значениях относительно стандарта Zn JMC-Lion. Для контроля процедуры подготовки образцов использовали стандартный образец андезита AGV-2.

Ранее было определено, что концентрации цинка в изучаемых объектах значительно превышают нормы ПДК металла в почвах. Их происхождение может быть связано с различными искусственными источниками (Селезнев, 2012). Известно, что для стабильных изотопов цинка характерно массо-зависимое фракционирование во время антропогенных процессов (John et al., 2007). Промышленные районы характеризуются в основном изотопически тяжелым цинком более 0.16‰ (Sivry et al., 2008).  $\delta$ -значение, определенное для исследуемых образцов, находится в интервале от -0.12 до 0.02‰. Данные значения могут относиться к источникам загрязнений, связанных с автомобильным транспортом: дорожная пыль, выхлопные газы, частицы износа автомобилей (Suoto-Oliveira et al., 2018). В ходе дальнейшей работы планируется провести измерение изотопов свинца и меди, которые могут помочь в дискриминации и верификации источников загрязнений.

*Работа выполнена в ЦКП «Геоаналитик» и поддержана РФФИ (проект № 19-35-60011).*

## Литература:

- Селезнев А.А. (2012) Изучение загрязнений г. Екатеринбурга с использованием отложений пониженных участков рельефа в качестве объекта исследования. Экология урбанизированных территорий 1: 50–55.
- John S., Genevievepark J., Zhang Z., Boyle E. (2007) The isotopic composition of some common forms of anthropogenic zinc. Chemical Geology 245: 61–69.
- Sivry Y., Riotte J., Sonke J.E., Audry S., Schafer J., Viers J., Blanc G., Freyrier R., Dupre B. (2008) Zn isotopes as tracers of anthropogenic pollution from Zn-ore smelters The Riou Mort-Lot River system. Chemical Geology 255: 295–304.
- Suoto-Oliveira C.E., Babinski M., Araujo D.F., Andrade M.F. (2018) Multi-isotopic fingerprints (Pb, Zn, Cu) applied for urban aerosol source apportionment and discrimination. Science of the Total Environment 626: 1350–1366.



# Статистические подходы при обработке рамановских спектров минералов и флюидных включений: анализ термоэффектов, гиперкартирования и солёности

**Панкрушина Е.А., Щапова Ю.В., Кобузов А.С., Вотяков С.Л.**

*ИГГ УрО РАН, Екатеринбург [pankrushina@igg.uran.ru](mailto:pankrushina@igg.uran.ru)*

Изучение спектров рамановского рассеяния (РР) минералов, полученных *in situ* при вариациях некоторого внешнего параметра  $\chi$  (температуры, давления, координаты точки на зерне и др.), позволяет извлечь важную информацию о динамике кристаллической решетки, фазовых преобразованиях структуры минералов, микростроения зерна и др. При этом основной задачей анализа полученных массивов экспериментальных данных является определение критических значений (диапазона изменения) параметра  $\chi$ , при которых происходит трансформация структуры и спектров минералов, а также выявление особенностей реакции отдельных колебательных мод на его изменение. Для некоторых аналитических задач, в частности, «рамановского гиперкартирования» неоднородных зерен минералов, определения солёности флюидных включений в минералах методом спектроскопии РР (Frezzotti et al., 2012) и др. важной задачей является построение градуировочных графиков на основе обработки массивов плохо разрешенных суперпозиционных спектров стандартов. Традиционные методы обработки подобных экспериментальных данных, основанные на алгоритмах разложения спектров на элементарные составляющие (так называемый «reak fitting») с последующим сопоставлением параметров отдельных спектральных линий, в значительной степени носят субъективный характер, с трудом поддаются процессу формализации, вследствие чего не всегда продуктивны, особенно в случае анализа минералов низкосимметричных сингоний и разностей, структура которых разупорядочена вследствие радиационного повреждения, высокого содержания примесей и др. В настоящем сообщении, развивающем наши исследования (Pankrushina et al., 2020), проанализированы перспективы использования ряда статистических подходов – методов автокорреляционной функции (АКФ) (Salje et al., 2000) и центральных моментов, преобразующих сложный спектр (его зависимость от фактора  $\chi$ ) в некоторый параметр ( $\Delta\text{сог}$  или  $\lambda'$  в методе АКФ) или простую функцию, при решении трех задач: при анализе массивов температурно-зависимых рамановских спектров и выявлении критических («аномальных») температурных зон, в том числе, соответствующих фазовым переходам в минералах (на примере титанита, циркона, кварца и др.); при исследовании методом спектроскопии РР состава флюидных включений в минералах (на примере определения солёности включений в кварце и др.); при анализе рамановских гиперкарт неоднородных зерен минералов (на примере титанита, биогенного апатита и др.).

*Работа выполнена в ЦКП «Геоаналитик»; экспериментальные данные по спектроскопии РР получены при финансовой поддержке гранта РФФИ №16-17-10283; статистический анализ – гранта РФФИ № 19-35-90020.*

## **Литература:**

- Frezzotti M.L., Tecce F., Casagl A. (2012) Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *J. Geoch. Explor.* 112: 1–20.
- Pankrushina E., Kobuzov A., Shchapova Y., Votyakov, S. (2020). Analysis of temperature-dependent Raman spectra of minerals: Statistical approaches. *J Raman Spectrosc.* 1–14. <https://doi.org/10.1002/jrs.5825>
- Salje E.K.H., Carpenter M.A., Malcherek T.G.W., Boffa Ballaran T. (2000) Autocorrelation analysis of infrared spectra. *Eur J Miner* 12: 503–519.

# Синтез титаносиликатов из лейкоксенового концентрата

Перовский И.А.

*Институт геологии им. Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
igor-perovskij@yandex.ru*

Титаносиликаты щелочных металлов являются перспективными материалами для решения задач, связанных с разработкой новых типов сорбентов, направленных на извлечение радионуклидов из водных сред. Интерес к использованию титаносиликатов в качестве сорбентов стимулирует возможность получения на их основе устойчивой минералоподобной керамики SYNROC, применяющейся для утилизации радиоактивных отходов (Britvin, 2016).

Минерал ситинакит, прототип синтетического материала CST (IONSIV), является наиболее известным титаносиликатом, применяемым в процессах извлечения радионуклидов  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$ . В качестве основной технологии производства CST применяют золь-гель метод совместно с процессами гидротермального синтеза. Исходными компонентами для получения титаносиликатов служат диоксид кремния (коллоидный; силикат натрия) и хлориды титана ( $\text{TiCl}_3$ ,  $\text{TiCl}_4$ ) или тетрабутоксититан ( $\text{Ti}(\text{OC}_4\text{H}_9)_4$ ). Высокая стоимость синтетических титаносиликатов ограничивает его широкое применение. Снижение стоимости может быть осуществлено путем использования недорогих прекурсоров, в качестве которых могут быть использованы природные компоненты, в частности лейкоксеновые руды Ярегского месторождения (Республика Коми, Россия).

Лейкоксен представляет собой минеральную структуру тонкого прорастания титановых минералов и кварца (Игнатъев, 1997). Первичным продуктом обогащения лейкоксеновых руд является лейкоксеновый концентрат, в составе которого содержится около 50% –  $\text{TiO}_2$  и 40% –  $\text{SiO}_2$ . Обилие кремнезема, трудноотделимого от диоксида титана, затрудняет переработку концентратов сернокислотными хлоридными методами. В Институте геологии Коми НЦ УрО РАН разрабатывается оригинальный метод фторидного обескремнивания, позволяющий получать концентраты, содержащие более 80%  $\text{TiO}_2$  и менее 6%  $\text{SiO}_2$  с минимальными затратами (Перовский, 2016). В процессе фторидного обескремнивания образуется промежуточный продукт – гидратированный осадок, основными компонентами которого являются оксиды/гидроксиды Ti, Si, и ряда примесных элементов Al и Fe.

Проведенные нами эксперименты по гидротермальному синтезу позволили показать перспективность применения гидратированных осадков в синтезе титаносиликата со структурой ситинакита (Перовский, Бурцев, 2013). Установлено, что ситинакит успешно кристаллизуется при температуре синтеза в  $250^\circ\text{C}$  и 12-часовой выдержке, а снижение температуры синтеза до  $180^\circ\text{C}$  позволяет получить титаносиликат с развитой удельной поверхностью (Perovskiy, 2019). Синтезированный ситинакит успешно применен в процессах извлечения стабильных катионов Sr и Cs, а также ряда радионуклидов U, R, Th (Perovskiy et al., 2018).

Успешное применение гидратированных осадков в синтезе титаносиликатов показало перспективность использования таких «отходов» обогащения для получения новых функциональных материалов.

*Работы выполнены при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (№ АААА-А17-117121270037-4).*

## Литература:

- Britvin S.N., et al. (2016) Application of titanium-containing sorbents for treating liquid radioactive waste with the subsequent conservation of radionuclides in Synroc-type titanate ceramics. Theoretical Foundations of Chemical Engineering. 50(4): 598–606.
- Perovskiy I.A., et al. (2018) Efficient extraction of multivalent cations from aqueous solutions into sitinakite-based sorbents. Chemical Engineering Journal. 354: 727–739.
- Perovskiy I.A. (2019) Effect of the degree of crystallinity and textural characteristics of sitinakite on the sorption properties. Minerals: Structure, Properties, Methods of Investigation. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham.: 175–181.
- Игнатъев В.Д. (1997) Лейкоксен Тимана: минералогии и проблемы технологии. Наука, СПб. 213 с.
- Перовский И.А., Бурцев И.Н. (2013) Гидротермальный синтез ситинакита на основе лейкоксена Ярегского месторождения. Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН 3: 16–19.
- Перовский И.А., Бурцев И.Н. (2016) Влияние механоактивации лейкоксена на эффективность процесса его переработки по фторидному методу. Перспективные материалы 2: 66–73.

# Как устроены зоны субдукции: обзор данных по петрологическому и термомеханическому моделированию

Перчук А.Л.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>*Кафедра петрологии и вулканологии, геологический факультет МГУ, Москва alp@geol.msu.ru;* <sup>2</sup>*ИЭМ РАН, Черноголовка*

Более двух миллиардов лет в зонах субдукции происходит погружение холодных, гидратированных литосферных плит в горячую мантию, во многом определяющее характер геодинамических, метаморфических и магматических процессов на нашей планете. Большинство субдуцирующих плит погружаются до глубин переходной зоны мантии (410–660 км), реже проникают в нижнюю мантию, достигая ее границы с ядром. Характер, степень и масштаб геологических процессов меняются от одной зоны субдукции к другой, т.к. зависят от состава и строения субдуцирующей плиты, физических и кинематических параметров сходящихся плит.

Значительную роль в процессах метаморфизма и магматизма в зонах субдукции играет гидратация коровых и мантийных пород океанических плит, возникающая при метаморфизме в зонах спрединга и областях изгиба плит перед желобами. Важно отметить, что верхние слои погружающихся плит заметно отличаются по составу от глубоководных осадков морского дна за счет значительных объемов терригенных осадков, снесенных с окраин континентов или островных дуг, а также продуктов субдукционной эрозии. Современные петрологические программы, основанные на термодинамике минералов и флюидов (например, PerpleX), позволяют с высокой степенью достоверности предсказывать фазовые ассоциации, состав и модальные количества минералов, флюидных компонентов и расплава практически для любого химического состава породы в широком диапазоне давлений (P) и температур (T). Таким образом, открывается возможность моделировать метаморфические и магматические преобразования разных литологических типов пород, находящихся в зонах субдукции, оценивать количества выделенного или поглощенного флюида при меняющихся P-T условиях. Для применения этих данных к реальным зонам субдукции необходимы сведения об их термальной структуре.

Термальная структура зоны субдукции может устанавливаться с помощью термомеханического или петролого-термомеханического численного моделирования. В последнем случае в численных экспериментах учитывается смена минеральных парагенезисов, привнос-вынос водного флюида, частичное плавление в сухих и водных условиях и прочее. Моделирование позволяет установить влияние на термальную структуру зон субдукции таких параметров, как скорость конвергенции, возраст литосферной плиты, продолжительность субдукции, сцепление надсубдукционной мантии с погружающейся плитой. От термальной структуры зоны субдукции зависит положение магматического фронта, источник плавления и состав магм. В частности, моделирование показывает, что островодужные магмы могут выплавляться не только из перидотитов мантийного клина (в присутствии водного флюида), но и из тектонической смеси (меланжа), в которой эти перидотиты находятся вместе с метаосадками и метабазами, поднимающимися из слэбов в составе так называемых «холодных» диапиров.

Результаты численного моделирования не всегда воспроизводят P-T условия образования глаукофановых сланцев и эклогитов, что указывает на необходимость дальнейшего совершенствования параметров, задаваемых в моделях. Примечательно, что большинство этих высокобарных пород имеют фанерозойские возраста, а в палеопротерозойских и архейских комплексах практически не встречаются, что часто рассматривается как свидетельство иного стиля субдукции на ранних стадиях развития Земли. Каким был этот стиль – сказать сложно. Результаты петролого-термомеханического моделирования показывают, что при повышенных температурах мантии (на 150–250°C выше современной) плиты размягчаются за счет частичного плавления мантии, приводя к частому отрыву слэбов и масштабным откатам плит, формирующим крупные океанические плато без участия мантийных плюмов. В этих условиях образование эклогитов и глаукофановых сланцев возможно, но с последующим полным преобразованием. При моделировании докембрийской субдукции важно обращать внимание на степень деплетирования мантии.

*Финансовая поддержка гранта РФФИ 20-05-00329.*

# Особенности определения содержания урана и тория в пирите

Подольская М.М.<sup>1</sup>, Якубович О.В.<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>ГЕОХИ РАН, Москва *marypodolskaya@gmail.com*; <sup>2</sup>ИНОЗ СПбГУ, Санкт-Петербург; <sup>3</sup>ИГГД РАН, Санкт-Петербург *olya.v.yakubovich@gmail.com*

Пирит – наиболее распространенный рудный минерал, встречающийся в разных типах месторождений. Корректное определение содержания элементов примесей в нем важно для решения многих изотопно-геохимических и геохронологических задач. Концентрации U и Th в пирите используются для реконструкций окислительно-восстановительных условий в мировом океане в прошлом (Large et al., 2014); как поисковый признак на ряде месторождений (Baranov, Vertepov, 1966), для U-<sup>230</sup>Th датирования современных гидротермальных систем (Lalou et al., 1993). Аккуратное определение концентраций U и Th также важно для развития U-Th-He метода датирования пирита (Yakubovich et al., 2019), отработкой которого мы занимаемся.

Содержание U и Th в пирите обычно определяют на ICP MS. В зависимости от задачи используют либо LA-ICP MS, либо MC-ICP MS. В обоих случаях для надежного измерения U и Th важно определить форму его нахождения, так как в ряде случаев U может быть связан с минеральными включениями, в том числе и субмикронного размера. В этой работе мы хотим поделиться нашим опытом по определению концентраций U и Th в пирите и обратить особое внимание на важность пробоподготовки.

В первую очередь следует выбрать «правильные» зерна пирита для анализа. Для решения этой задачи хорошо подходит микро XRF спектрометр, который позволяет определить наличие скрытых крупных включений, даже если на поверхности зерен их не видно (иногда зерна пирита, характеризующиеся правильной кубической формой снаружи, внутри «напичканы» включениями).

В Re-Os геохронологии для удаления вторичных фаз пирит обрабатывают в 0.2 N HCl. Однако это приводит к выщелачиванию из пирита значительной (иногда до 30%) части урана. Поэтому при измерении U и Th такой способ пробоподготовки может привести к искажению результата.

Эксперименты по отжигу пирита в условиях высокого вакуума показали, что в пределах одного и того же минерала уран может находиться как в сорбированной форме, так и в виде минеральных включений. Как правило, такие включения представлены уранинитом, браннеритом, монацитом, ксенотимом, рутилом, цирконом и апатитом. Несмотря на их микронный размер (<10 мкм), не все они растворяются с использованием HNO<sub>3</sub>, HClO<sub>4</sub> и H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, и необходимо использование HF, что не только увеличивает бланк по U и Th, но и сильно затрудняет измерение из-за увеличивающейся матричной нагрузки. Очевидный, хотя и трудоемкий подход – использование ионнообменной смолы для отделения U и Th от основной матрицы.

Очевидно, что возможность нахождения урана в пределах одного и того же зерна пирита как в сорбированной форме, так и в форме различных минеральных включений, в том числе микронного размера, делает выбор стратегии пробоподготовки принципиально важным. Все вышеперечисленное может быть применено для изучения спектров распределения и других химических элементов в сульфидах.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ 19-77-00097.*

## Литература:

- Baranov E.N., Vertepov G.I. (1966) Concentration of Uranium in Sulphides as an Indicator of Possible Uranium Deposit. *Atomic Energy* 20(2): 170–171.
- Lalou C., Reyss J.L., Bricet E. (1993) Actinide-Series Disequilibrium as a Tool to Establish the Chronology of Deep-Sea Hydrothermal Activity. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57(6): 1221–1231.
- Large R.R., Halpin J.A., Danyushevsky L.V., Maslennikov V.V., Bull S.W., Long J.A., Gregory D.D., et al. (2014) Trace Element Content of Sedimentary Pyrite as a New Proxy for Deep-Time Ocean – Atmosphere Evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 389: 209–220.
- Yakubovich O.V., Vikentyev I.V., Zarubina O.V., Bryanskiy N.V., Gorokhovskii B.M. (2019) U–Th–He Dating of Pyrite from the Uzelga Copper-Zinc Massive Sulfide Deposit (South Urals, Russia): First Application of a New Geochronometer. *Doklady Earth Sciences* 485(2): 368–371.

# Резонансные колебания плотины Бурейской ГЭС и микросейсмический шум на станциях локальной сейсмологической сети

**Пупатенко В.В.**

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск  
pvv2.dv@gmail.com*

Гидроэлектростанции (ГЭС) и их водохранилища зачастую не только расположены в сейсмически активных регионах, но и влияют на напряжённо-деформируемое состояние геологической среды. Наиболее типичное проявление этого воздействия – изменение природной сейсмичности. Сейсмическая активность может как повышаться, так и понижаться, может происходить её упорядочение в пространстве и времени. Заполнение водохранилища может стать одним из триггеров готовящегося сильного землетрясения (Gupta, 2002).

Собственные колебания плотины ГЭС не только служат индикатором изменений состояния плотины, но и оказывают влияние на высокочастотный микросейсмический шум, регистрируемый на значительном удалении от неё (Trofimenko et al., 2017).

В работе проанализировано изменение во времени высокочастотного микросейсмического шума в окрестностях Бурейской ГЭС. Изменение спектральной плотности мощности микросейсмического шума (рис. 1) прослежено в течение семи лет на трёх станциях локальной сейсмологической сети. Обнаружена умеренная корреляция между значениями основной резонансной частоты на разных сейсмостанциях и уровнем воды в водохранилище. Нормализованный коэффициент корреляции составляет до  $-0.5$ , фазовый сдвиг – не более трёх суток. При этом понижение уровня воды сопровождается ростом основной частоты, а после начала повышения уровня воды значение частоты быстро возвращается к низким значениям.

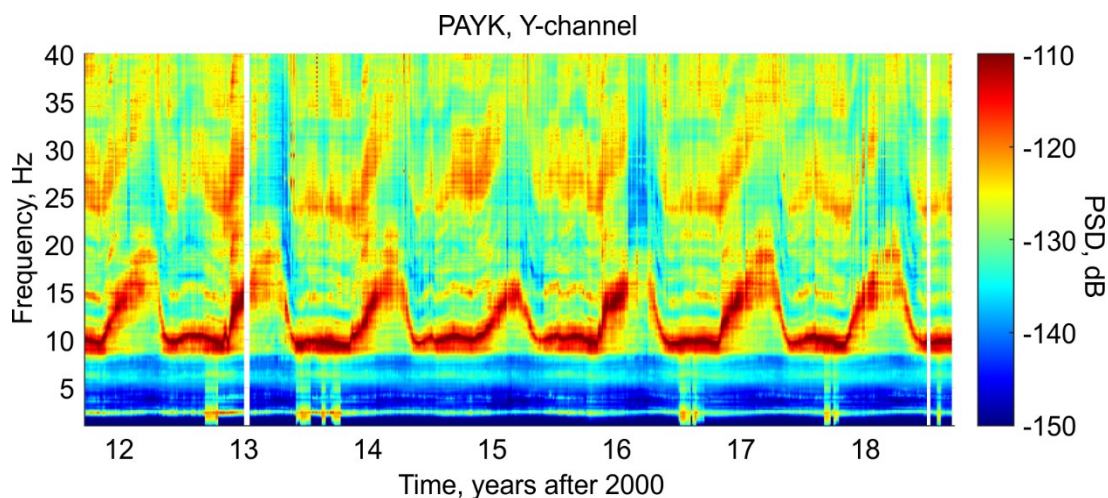


Рис. 1. Пример вариаций высокочастотного микросейсмического шума.

*Исследования выполнены в рамках государственного задания ИТиГ ДВО РАН и при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских учёных – кандидатов наук (№ МК-306.2020.5).*

## **Литература:**

- Gupta H.K. (2002) A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. *Earth-Science Reviews* 58: 279–310.
- Trofimenko S.V., Ryabinkin K.S., Pupatenko V.V. et al. (2017) Dynamics of geophysical medium from power spectral density of microseisms before and after earthquakes: case study of Bureya massif, Amur region. *Russian Journal of Pacific Geology* 11: 331–338.

# Эволюция сульфидных расплавов в нижней части Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье, Россия)

Пшеницын И.В.<sup>1</sup>, Арискин А.А.<sup>1,2</sup>, Корост Д.В.<sup>1</sup>, Кубракова И.В.<sup>2</sup>, Хомяк А.Н.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический факультет МГУ, Москва [lotecsi@gmail.com](mailto:lotecsi@gmail.com);

<sup>2</sup>ГЕОХИ РАН им. Вернадского, Москва

Расслоенный Йоко-Довыренский массив (Северное Прибайкалье, Россия) включает несколько типов Cu-Ni-сульфидной минерализации (Арискин и др., 2015; Толстых и др., 2008), от рассеянных сульфидов до массивных руд. Сочетание рентгеновской компьютерной томографии (КТ) (Корост и др., 2017) с сульфидной минералогией позволило реконструировать структурно-геохимическую последовательность эволюции сульфидной жидкости, от содержащих капли пикродолеритов до сидеронитовых руд (рис. 1). Содержания благородных металлов и халькогенов (в пересчете на 100%-сульфид) в этих породах следуют аналогичным трендам положительных ковариаций Cu и PGE, Au и Te. Было обнаружено, что наиболее богатые PGE сульфиды – это пикродолериты-капельники, тогда как самые бедные сульфиды – из сидеронитовых руд. Это может свидетельствовать о том, что капли представляют наиболее ранние примитивные несмешиваемые сульфиды. С помощью КТ были обнаружены множество капель в пикродолерите; самая большая была выбурена для детальных исследований. КТ-сканирование с разрешением 3 мкм показало, что эта капля включает в себя основной сфероид, окруженный ореолом рассеянных сульфидов. При этом были найдены систематические отличия в валовом составе между основным сфероидом и гало: последнее богаче Cu и обеднено Ni. Валовый химический состав всей капли оценивали, опираясь на состав основных сульфидных фаз и их пропорциях. Вся капля (включая гало) содержит 5 мас.% Cu, 54 мас.% Fe и 3.6 мас.% Ni. Такой состав может характеризовать исходную сульфидную жидкость в низах Довыренской камеры. Наблюдаемое обогащение гало медью может указывать на возможность локальной миграции поздних остаточных, богатых Cu сульфидных жидкостей, как продуктов in-situ кристаллизации первичной сульфидной капли.

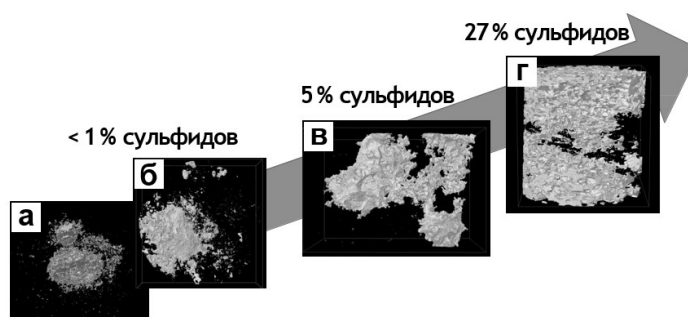


Рис. 1. Последовательные изменения морфологии и структуры высокоминерализованных пород параллельно с увеличением количества сульфида

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант № 16-17-10129).

## Литература:

- Арискин А.А., Николаев Г.С., Данюшевский Л.В. и др. (2015) Новый тип малосульфидной ЭПГ-минерализации в примитивных троктолитах Йоко-Довыренского расслоенного массива. Материалы XII Всероссийского Петрографического совещания. Петрозаводск: 289–291.
- Корост Д.В., Арискин А.А., Пшеницын И.В. и др. (2017) Компьютерная томография как инструмент исследований платинометалльных анортозитов Йоко-Довыренского расслоенного массива. Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Улан-Удэ: 162–165.
- Толстых Н.Д., Орсов Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. (2008) Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Параллель, Новосибирск. 194 с.

# Изотопное фракционирование при мантийных температурах и давлениях

Реутский В.Н.

*ИГМ СО РАН, Новосибирск reutsky@igm.nsc.ru*

Лёгкие элементы, такие как водород, углерод, кислород, азот, сера, являются основными компонентами флюидных систем. Участие их в минералообразовании сопровождается изотопным фракционированием, обусловленным неэквивалентным вхождением лёгких и тяжёлых изотопов одного и того же элемента в минеральную фазу. С увеличением температуры величина равновесного разделения изотопов между флюидом и кристаллом значительно уменьшается. При температурах мантии Земли равновесное изотопное фракционирование, даже для элементов с большой относительной разницей масс изотопов, как правило, меньше разрешения современных аналитических методов. Значит ли это, что геохимия стабильных изотопов в мантийных обстановках информативна исключительно для идентификации источников минералообразующего вещества?

В отличие от кристаллизации из расплавов, при кристаллизации из растворов термодинамическое равновесие труднодостижимо в виду существенных отличий свойств твёрдого и флюидного состояний вещества. Влияние таких факторов, как скорость кристаллизации, градиенты концентрации и т.п., создаёт возможность реализации кинетических изотопных эффектов. Величины этого кинетического фракционирования значительно больше, чем термодинамически равновесные, что позволяет фиксировать их и реконструировать процессы минералообразования в мантии Земли.

Модельные эксперименты позволяют получить базу для интерпретации наблюдаемых в природе вариаций изотопных отношений лёгких элементов. Одним из ярких примеров является процесс кристаллизации алмаза в поле его термодинамической устойчивости в различных окислительно-восстановительных обстановках, исследованный нами в модельных металл-углеродных и карбонат-углеродных системах. Нами установлено, что кристаллизация алмаза в металл-углеродных системах при 5–6 ГПа и 1400–1500°C сопровождается обогащением кристаллов алмаза тяжёлым изотопом в сравнении с составом алмазообразующего флюида на 4.5‰. Увеличение линейной скорости кристаллизации приводит к уменьшению этой величины вплоть до полного отсутствия изотопного эффекта при скоростях роста более 10<sup>-5</sup> см/сек. В карбонат-углеродной системе, напротив, алмаз является фазой, обеднённой тяжёлым изотопом углерода и, при снижении линейной скорости кристаллизации, величина изотопного фракционирования между растущим кристаллом и карбонат-углекислотным флюидом достигает 4‰ даже при 7 ГПа и 1400–1600°C.

Аналогичная ситуация наблюдается в отношении изоморфной примеси азота в алмазе. Уменьшение скорости кристаллизации приводит к более активному геометрическому отбору примесей и, соответственно, к понижению её концентрации в кристалле. Дополнительно, значительный вклад во фракционирование примеси играет структура растущей поверхности: пирамиды роста граней куба значительно обеднены примесью азота в сравнении с пирамидами роста граней октаэдра. При этом в обоих направлениях проявляется влияние скорости роста на содержание примеси азота. Фракционирование же изотопов азота в основном обусловлено параметрами растущей поверхности, а влияние скорости кристаллизации на изотопное отношение азота в алмазе в экспериментах не фиксируется. При этом в пирамиде роста граней октаэдра  $\delta^{15}\text{N}$  соответствует изотопному отношению азота в алмазообразующей среде, а сектор роста граней куба на 30‰ обогащён тяжёлым изотопом азота в сравнении с исходным составом и, соответственно, секторами роста граней октаэдра. Рост поверхностей других граней также сопровождается фракционированием азота, так, сектора роста тетрагонтриоктаэдра содержат примесь азота в концентрациях в сотни раз ниже, чем сектора роста октаэдра и в десятки раз меньше секторов куба, однако величина  $\delta^{15}\text{N}$  соответствует таковой в алмазообразующей среде.

Таким образом, в окисленных обстановках замедление линейной скорости роста алмаза приводит к росту величины  $\delta^{13}\text{C}$ , а в восстановленных – к её уменьшению. Если наблюдаемые тренды вызваны кинетическим фракционированием, то они сопровождаются уменьшением примеси азота в кристалле. Поскольку в исследованных природных кристаллах основной растущей поверхностью является грань октаэдра, значительного фракционирования изотопов азота в процессе роста природных алмазов пока не установлено.

# Карымшинский вулканический комплекс (Южная Камчатка) и связанные с ним гигантские плиоцен-плейстоценовые эксплозивные извержения

Рогозин А.Н.

*ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский [alekseiras@yandex.ru](mailto:alekseiras@yandex.ru)*

В настоящее время в пределах Камчатской вулканической дуги выявлено значительное количество кальдер. При этом если кальдеры среднеплейстоцен-голоценового возраста хорошо выражены в рельефе, то более древние могут быть идентифицированы только с помощью детального полевого геологического картирования пород, связанных с формированием этих кальдер. Например, на территории Южной Камчатки широко развиты вулканические породы кислого состава, преимущественно туфы и игнимбриты, которые сформировались при крупнообъемных эксплозивных извержениях, источники которых еще не установлены или проблематичны из-за отсутствия данных об абсолютном возрасте этих пород, полученных на основе современных прецизионных методов датирования.

До сих пор в литературе можно встретить и привившееся старое название для кислых пород района – «березовская свита», возраст которой оценивался как среднемиоценовый, и новые названия: «миоцен-плиоценовая липарито-дацитовая формация» и «плиоцен-эоплейстоценовый карымшинский вулканический комплекс». Все эти названия относятся практически к одним и тем же породам преимущественно кислого состава, которые занимают обширные площади в верховьях рек Банная, Карымчина, Карымшина, Паратунка на Южной Камчатке (этот район иногда называют Банно-Карымшинским). Возраст кислых пород района со временем оценивался как все более и более молодой (Леонов, Рогозин, 2009). Назрела необходимость целенаправленных работ по изучению обширного поля кислых пород на Южной Камчатке. Такие работы были начаты в институте В.Л. Леоновым в 2004 году с целью выявления новых крупных кальдер в пределах Камчатской вулканической дуги, в районах проявления эксплозивного кислого вулканизма.

Изучение разрезов вулканогенных отложений на территории Южной Камчатки непосредственно в поле и получение современных датировок пород Ar-Ar-методом (Леонов, Рогозин, 2007; Леонов и др., 2013; Bindeman et al., 2019) позволили сделать вывод, что Карымшинский вулканический комплекс необходимо разделить как минимум на три отдельные разновозрастные части, которые были названы нами комплексами I, II и III. Породы, входящие в эти комплексы, имеют преимущественно кислый состав, а формирование их происходило в плиоцене – раннем плейстоцене в результате гигантских эксплозивных извержений (Леонов и др., 2009; Леонов, Рогозин, 2009).

*Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10035).*

## Литература

- Леонов В.Л., Рогозин А.Н. (2007) Карымшина – гигантская кальдера – супервулкан на Камчатке: границы, строение, объем пирокластики. Вулканология и сейсмология 5: 14–28.
- Леонов В.Л., Биндеман И.Н., Рогозин А.Н. (2009) О выделении эоплейстоценовой эпохи крупнейших кальдерообразующих извержений на Камчатке (по данным Ar-Ar датирования). В: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский: 397–400.
- Леонов В.Л., Рогозин А.Н. (2009) Эпизодичность кислого вулканизма на Южной Камчатке (по данным K-Ar, Ar-Ar и U-Pb датирования). В: Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский: 62–74.
- Леонов В.Л., Биндеман И.Н., Рогозин А.Н., Аникин Л.П. (2013) Новые датировки вулканических пород, сформировавшихся при крупнообъемных эксплозивных извержениях на Южной Камчатке. В: Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога, 28-29 марта 2013 г. ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский: 33–34.
- Bindeman I.N., Leonov V.L., Colon D.P., Rogozin A.N., et al. (2019) Isotopic and petrologic investigation and a thermomechanical model of genesis of large-volume rhyolites in arc environments: Karymshina volcanic complex, Kamchatka, Russia. Front. Earth Sci. 6: 238. DOI: 10.3389/feart.2018.00238.



# Фазовый состав и структурные изменения биогенного апатита на ранних стадиях фоссилизации

Рянская А.Д.<sup>1</sup>, Киселева Д.В.<sup>1</sup>, Панкрушина Е.А.<sup>1</sup>, Косинцев П.А.<sup>2</sup>,  
Бачура О.П.<sup>2</sup>, Гусев А.В.<sup>3</sup>, Вотяков С.Л.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Институт геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН,  
Екатеринбург tosenka2008@gmail.com;*

<sup>2</sup>*Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург;*

<sup>3</sup>*Научный центр изучения Арктики, Салехард*

Одним из основных источников палеонтологической, палеобиологической, палеоэкологической и археологической информации являются твердые ткани костей и зубов. Диагенетические изменения, возникающие практически сразу после смерти и захоронения индивида в среде осадконакопления, могут влиять на корректность извлекаемой из них палеоинформации.

В данной работе исследовано 17 образцов из местонахождения Усть-Полуй: четыре пары череп-рог от четырех особей (УП1-4), два черепа без рогов (УП5-6) и четыре фрагмента сброшенных рогов от различных особей (УП7-10). Для сравнения были исследованы остатки черепа и рогов современного северного оленя (ПУ1) – остатка добычи хищников с Полярного Урала; причем проанализировано как основание, так и верхушка рога. Перед анализом проводили ручное измельчение проб в яшмовых ступках.

Дифрактограммы получены с использованием рентгеновского дифрактометра SHIMADZU XRD-7000: трубка с медным анодом ( $\lambda=1.5406 \text{ \AA}$ ), диапазон брэгговских углов  $2\Theta$  3–70°, скорость съемки 1°/мин, напряжение 40 кВ, ток 30 мА. Количественный полнопрофильный рентгенофазовый анализ проведен методом Ритвельда с помощью программы SiroQuant (Sietronics, Австралия) в соответствии с работой (Рянская и др., 2015).

Субфоссильные костные ткани (черепа) и рога северного оленя из Усть-Полуя характеризуются наличием микронапряжений и аморфной или слабоокристаллизованной минеральной фазы гидроскилапатита, в целом присущих современной костной ткани. Тем не менее, в них обнаружены раннедиагенетические изменения различной степени (изменение индекса кристалличности, параметров и объема элементарной ячейки, уменьшение и перераспределение карбонатных замещений, изменение размеров кристаллитов). Наименее измененные образцы (современная ткань черепа оленя с Полярного Урала, УП1 и УП3) могут быть использованы для извлечения палеосигнала, а в остальных, наиболее измененных, образцах он может частично или полностью перекрываться характеристиками среды захоронения в супесчаных отложениях на территории Усть-Полуя.

Таким образом, в работе на основании исследования структурных характеристик биогенного апатита субфоссильных костей и рогов северного оленя методом рентгенофазового и рентгеноструктурного анализа (параметров и объема элементарной ячейки, степени кристалличности, размеров областей когерентного рассеяния) проведена оценка влияния диагенетических изменений на скелетные ткани. Выявлены тренды фоссилизации в тафономических условиях вечной мерзлоты, а также наименее и наиболее измененные образцы.

*Работа выполнена в ЦКП УрО РАН «Геоаналитик» и поддержана грантом РФФИ №16-17-10283.*

## Литература

Рянская А.Д., Щапова Ю.В., Гуляева Т.Я., Галахова О.Л., Петрищева В.Г., Горбунова Н.П., Татаринова Л.А. (2015) Полнопрофильный рентгенодифракционный анализ фазово-минерального состава пород-коллекторов нефти и газа с использованием программы SiroQuant (на примере искусственных смесей). ЕЖЕГОДНИК-2014, Труды ИГГ УрО РАН 162: 267–275.

# Минеральные реакции и P-T-fO<sub>2</sub> условия образования ксенолитов основных гранулитов из кимберлитовой трубки Удачная

Сапегина А.В.<sup>1,2</sup>, Перчук А.Л.<sup>2,1</sup>, Сафонов О.Г.<sup>1,2</sup>, Япаскурт В.О.<sup>2</sup>,  
Шацкий В.С.<sup>3</sup>

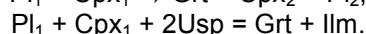
<sup>1</sup>ИЭМ РАН им. Д.С. Коржинского, Черноголовка *ann.sapagina@gmail.com*;

<sup>2</sup>Кафедра петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва; <sup>3</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск

Коровые ксенолиты из кимберлитовой трубки Удачная были объектами изучения в ряде ранее опубликованных работ с применением классической термобарометрии и изотопных методов анализа. Метод моделирования фазовых равновесий, ни разу не применявшийся до этого к коровым ксенолитам где-либо в мире, включая тр. Удачная, позволяет восстановить термодинамические условия пород, включая не только давление и температуру, но и фугитивность кислорода.

Нами изучены шесть малоизмененных ксенолитов основных гранулитов с парагенезисами  $\text{Cpx} + \text{Grt} + \text{Pl} \pm \text{Orx} \pm \text{Amph} \pm \text{Orx} \pm \text{Scp}$ . В качестве акцессорных минералов они содержат ильменит с ламелями титаномагнетита, апатит и Fe-Ni-Cu сульфиды. В клинопироксене всех образцов выделяются ядра с ламелями Орх и ильменита и зональные метаморфические каймы без ламелей. Для клинопироксена характерно повышенное содержание эгириновой составляющей (5–15 мол. %). Зональность в других минералах слабая.

Образование граната в гранулитах обычно связывается с реакцией  $\text{Pl} + \text{Cpx} = \text{Grt} + \text{Qz}$ , которая также широко используется для геобарометрии этих пород. Однако ввиду отсутствия или незначительного количества кварца в образцах, мы предполагаем, что гранат с метаморфическими плагиоклазом ( $\text{Pl}_2$ ) и клинопироксеном ( $\text{Cpx}_2$ ) формировался при участии рудных минералов, магматических плагиоклаза ( $\text{Pl}_1$ ) и клинопироксена ( $\text{Cpx}_1$ ) в метаморфические каймы  $\text{Cpx}_2$  и полной рекристаллизацией исходного плагиоклаза  $\text{Pl}_1$  в  $\text{Pl}_2$ :



С помощью моделирования фазовых равновесий в *Perple\_X* (версия 6.8.7) (Connolly, 1990) были определены P-T параметры метаморфизма: 620–660° и 0.8–1.0 ГПа, уступающие большинству полученных ранее температурных оценок для ксенолитов гранулитов из этой трубки. Впервые были получены оценки фугитивности кислорода для каждого из образцов, значение которой составило от -1.6 до -3.1 логарифмических единиц ниже буфера QFM. Такие восстановленные условия характерны для крупных магматических комплексов, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации при условии незначительного участия внешних флюидов на пике метаморфизма (напр., Lamb, Valley, 1984). Крайне малое количество амфибола, его обогащение F и Cl и наличие Cl-апатита во включениях в Grt и Cpx также указывают на дефицит водного флюида, который, вероятно, был обогащен соевыми компонентами, обусловившими низкую активность воды.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 18-17-00206.*

## Литература:

- Connolly J.A.D. (1990) Multivariable phase diagrams; an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science* 290(6): 666–718.
- Lamb W., Valley J.W. (1984) Metamorphism of reduced granulites in low-CO<sub>2</sub> vapour-free environment. *Nature* 312(5989): 56–58.

# Выпаривание поровых растворов из глин термальных полей южной Камчатки: образование водорастворимых солей

Сергеева А.В., Житова Е.С., Нуждаев А.А.

*ИВУС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский zhitova\_es@mail.ru*

Образцы глин были отобраны из 23 точек на поверхности Южно-Камбального, Нижне-Кошелевского и Восточно-Паужетского термальных полей (все южная Камчатка, Россия) из несколько различных локальных обстановок: устья парогазовых струй ( $T = 84\text{--}97\text{ }^\circ\text{C}$ ), борта грязеводных котлов ( $T = 24\text{--}84\text{ }^\circ\text{C}$ ) и прогретые грунты ( $T = 16\text{--}77\text{ }^\circ\text{C}$ ). После чего из них были получены водные вытяжки, которые выпаривались в сушильном шкафу при температуре от 70 до 100 $^\circ\text{C}$ . Полученные соли идентифицировались методами порошковой рентгеновской дифракции и инфракрасной спектроскопии.

Среди исследованных образцов идентифицированы фазы, минеральными аналогами которых являются чермигит,  $(\text{NH}_4)\text{Al}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ ; галотрихит,  $\text{FeAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$ ; пиккерингит,  $\text{MgAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$ ; билинит,  $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$ ; буссенготит,  $(\text{NH}_4)_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ; масканьит,  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ ; гипс,  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; коктаит,  $(\text{NH}_4)_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ; Na-квасцы,  $\text{NaAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ ; алуноген,  $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 17\text{H}_2\text{O}$ ; мелантерит,  $\text{Fe}^{2+}(\text{H}_2\text{O})_6\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ; ромбоклаз,  $(\text{H}_5\text{O}_2)\text{Fe}^{3+}(\text{SO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; вантгоффит,  $\text{Na}_6\text{Mg}(\text{SO}_4)_4$ ; кокимбит,  $\text{AlFe}_3(\text{SO}_4)_6(\text{H}_2\text{O})_{12} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ; метавольтин,  $\text{Na}_6\text{K}_2\text{FeFe}_6(\text{SO}_4)_{12}\text{O}_2 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$ . Исходя из солевого состава, был выполнен расчет pH поровых растворов.

Для точек с наиболее кислыми поровыми растворами (pH до 2) характерно образование сульфатов  $\text{Fe}^{3+}$ : кокимбит, билинит, ромбоклаз. При небольшом повышении pH порового раствора (до 2.5) встречена ассоциация сульфата  $\text{Fe}^{3+}$  – ромбоклаза с сульфатами Al или  $\text{Fe}^{2+}$ : алуногеном, мелантеритом, вантгоффитом, пиккерингитом, буссенготитом.

Наибольшее число точек соответствует интервалу pH от 3.8 до 4.5. Для диапазона значений pH 4.0–4.5 характерно образование (а) чистого чермигита (pH = 4.2); (б) ассоциации чермигит, буссенготит, +/- гипс при pH 4.2–4.4, и более комплексной ассоциации (по 5 точкам) (в): квасцы, галотрихит/пиккерингит, мелантерит/масканьит, буссенготит/гипс в диапазоне pH 4.0–4.4. Растворы с pH = 4.0 дают такие ассоциации, как (г) галотрихит, пиккерингит, гипс и (д) чермигит, Na-квасцы, билинит. Ассоциация (е): галотрихит, чермигит, алуноген кристаллизуется из раствора с pH 4.1. Для точки с наиболее высоким для данной серии pH = 4.5 характерна ассоциация (ж): гипс, масканьит, Na-квасцы, галотрихит, пиккерингит. Наибольшее разнообразие сульфатов аммония зафиксировано при выпаривании порового раствора pH от 5.6 до 5.9.

По типам термопроявления наибольшее разнообразие pH поровых растворов и выпаренных солей относится к прогретым грунтам, что характерно для всех трех изученных термальных полей. Так, вариации pH порового раствора прогретых грунтов составляют 2.5–5.6 для Южно-Камбального, 3.9–4.4 для Восточно-Паужетского и 1.7–5.7 для Нижне-Кошелевского термальных полей. Наиболее высокие значения pH характерны для устьев парогазовых струй: от 4.4 до 5.9.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта Президента РФ для молодых кандидатов наук в рамках проекта МК-3246.2019.5.*

# Кристаллизация аналогов минералов и минералоподобных фаз в системе $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{SO}_4 - (\text{NH}_4)_2\text{SO}_4 - \text{H}_2\text{O}$ при температуре $40^\circ\text{C}$

**Сергеева А.В., Житова Е.С., Топчиева О.М., Назарова М.А.**

*ИВУС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский [anastavalers@gmail.com](mailto:anastavalers@gmail.com)*

В работе исследуется кристаллизация синтетических аналогов минералов в системе  $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{SO}_4 - (\text{NH}_4)_2\text{SO}_4 - \text{H}_2\text{O}$ . Пространство составов этой четырехкомпонентной системы – тетраэдр, вершина, относящаяся к воде, для простоты спроецирована на треугольное основание  $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{SO}_4 - (\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ . На этом треугольнике была выбрана прямая (разрез) с концами, расположенными в точках 100 мол.%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и [25 мол.%  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ , 75 мол.%  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ]. В исходном тетраэдре состава это плоскость. На этой плоскости расположены составы клайрита, аммониярозита, лонкрикита, исследована кристаллизация составов вдоль разреза. Эксперимент призван имитировать кристаллизацию солевых выцветов в природных условиях, в частности, на термальных полях. При синтезе в различной пропорции смешивались навески  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  с аликвотами раствора, который содержал  $\text{H}_2\text{SO}_4$  (концентрация 3 моль/л) и  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  (концентрация 1 моль/л), после чего растворы были оставлены в термостате с температурой около  $40^\circ\text{C}$  на открытом воздухе. В процессе постепенного выпаривания раствора были получены сухие остатки, представляющие собой результаты синтеза. Исследование фазового состава продуктов синтеза проводилось с помощью порошковой рентгеновской дифракции и инфракрасной спектроскопии.

Среди полученных фаз идентифицированы аналоги моноклинной соли Мауса с аммонием и гидроксонием вместо калия, карлсонита, масканьита, летовицита, пиракмонита, ромбоклаза (незначительные количества), гематита, их химические формулы даны в Таблице 1.

Таблица 1. Фазы, образовавшиеся в системе  $\text{Fe}_2\text{O}_3 - [1(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4 + 3\text{H}_2\text{SO}_4]$  при  $T=40^\circ\text{C}$

Название соединения/аналога среди минералов	Идеальная химическая формула
Летовицит	$(\text{NH}_4)_3\text{H}(\text{SO}_4)_2$
Карлсонит	$(\text{NH}_4^+)_5\text{Fe}_3\text{O}(\text{SO}_4)_6(\text{H}_2\text{O})_7$
Масканьит	$(\text{NH}_4)_2(\text{SO}_4)$
Пиракмонит	$(\text{NH}_4)_3\text{Fe}(\text{SO}_4)_3$
$\beta$ -( $\text{H}_3\text{O}^+$ , $\text{NH}_4^+$ )-модификация соли Мауса	$(\text{H}_3\text{O}^+, \text{NH}_4^+)_5\text{Fe}_3\text{O}(\text{SO}_4)_6(\text{H}_2\text{O})_{10}$
Ромбоклаз	$(\text{H}_3\text{O}^+)\text{Fe}(\text{SO}_4)_2(\text{H}_2\text{O})_3$
Гематит	$\text{Fe}_2\text{O}_3$

Предварительно устанавливаются следующие равновесные ассоциации:

1. летовицит ~ раствор;
2. летовицит ~ карлсонит ~ раствор;
3. летовицит ~ карлсонит ~ масканьит ~ пиракмонит;
4. гематит ~  $\beta$ -( $\text{H}_3\text{O}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ )-модификация соли Мауса ~ карлсонит ~ пиракмонит;
5. гематит ~  $\beta$ -( $\text{H}_3\text{O}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ )-модификация соли Мауса ~ карлсонит.

Минералы, состав которых лежит непосредственно на исследованном разрезе (аммониярозит, лонкрикит, клайрит), не обнаружены.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-70008.*

# Геология, геохимия и геофизика Луны: приоритетные научные задачи и методы исследования

Слюта Е.Н.

ГЕОХИ РАН, Москва [slyuta@geokhi.ru](mailto:slyuta@geokhi.ru)

**Введение.** Исследование и освоение Луны как геологического объекта, аналогичного Земле и другим планетным и малым телам Солнечной системы, является одной из главных задач разработки и формирования научной программы исследований на современном этапе. Это определяет и основные методы исследований, и, соответственно, комплекс научной аппаратуры и технических средств, необходимых для решения приоритетных научных проблем геохимии, геологии и геофизики Луны.

**Приоритетные научные задачи.** Приоритетные научные задачи за последние 20 лет достаточно хорошо проработаны и согласованы международным научным сообществом, а наиболее важные из них ранжированы по 10-балльной шкале в зависимости от приоритетности (Shearer et al., 2007). Очевидно, что все научные задачи в той или иной мере взаимосвязаны. Тем не менее, каждая научная задача характеризуется своими собственными методами исследования и для своего решения требует специальных технических средств и определенного комплекса научной аппаратуры, без которого она не может быть решена в принципе.

К приоритетным научным задачам относится изучение происхождения и динамической истории системы Земля–Луна, степени дифференциации и внутреннего строения Луны, истории становления ранней коры на Луне, глобальной дихотомии и региональной латеральной неоднородности состава лунной коры и мантии, истории лунного магматизма и вулканизма, изменения интенсивности вулканической активности и состава морских пород Луны во времени и в пространстве, лунной хронологии, происхождения древнего лунного магнитного поля и природы гравитационных аномалий (масконов), присутствия в реголите редкого астероидного и кометного вещества, присутствия в реголите реликтового вещества молодой Земли со следами ранней биологической активности или еще без нее, изменения активности и состава солнечного ветра и галактических космических лучей за период 4 млрд лет и более, изменения состава земного ветра, имплантированного в частицы лунного реголита с момента образования первичной атмосферы на ранней Земле и др. К практическим задачам освоения Луны относятся изучение концентрации и распределения лунных ресурсов, разработка и создание технических средств для добычи и обогащения полезных компонентов и др.

**Методы исследования.** Ряд научных задач, включая сейсмический, гравиметрический, магнитометрический и тепловой мониторинг, могут быть решены только с помощью сети научных станций с определённым набором научных инструментов, размещенных на лунной поверхности. Для формирования лунной опорной сети в ГЕОХИ РАН разработана концепция автономных автоматических научных станций контейнерного типа.

Для решения большинства задач ключевым методом является доставка стратифицированной колонки реголита и изучение образцов лунного грунта в лабораторных условиях. С этой целью разрабатывается лунная буровая установка нового поколения ЛБ-15, которая позволит бурить на глубину до 10–15 метров, т.е. до подстилающих слой реголита пород.

Для проведения региональной геологической и геофизической съемки в ГЕОХИ РАН была разработана концепция тяжелого лунохода «Робот-Геолог». Эскизный проект лунохода под руководством Роскосмоса разрабатывается в ЦНИИРТК в Санкт-Петербурге.

Для изучения и разведки слабосвязанных и замороженных летучих в полярных областях под научным руководством ГЕОХИ РАН разработана концепция поисково-разведочного лунохода среднего типа «Геолог-Разведчик», который позволит исследовать летучие *in situ* без отбора лунного грунта. Эскизный проект лунохода под руководством Роскосмоса разрабатывается в АО «НПО Лавочкина».

## Литература:

Shearer C., Neal C., Borg L., et al. (2007) Analysis of Lunar Sample Mass Capability for the Lunar Exploration Architecture. Unpublished white paper. Posted by the Curation and Analysis Planning Team for Extraterrestrial Materials (CAPTEM). <http://www.lpi.usra.edu/captem/>. May 2007. 14 p.

## Летучие компоненты в малоглубинных вулканических очагах: известные закономерности и новые данные

**Смирнов С.З.<sup>1</sup>, Котов А.А.<sup>1,2</sup>, Максимович И.А.<sup>1,2</sup>, Бульбак Т.А.<sup>1</sup>,  
Максимович Я.В.<sup>1,2</sup>, Томиленко А.А.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>ИГМ СО РАН, Новосибирск [ssmr@igm.nsc.ru](mailto:ssmr@igm.nsc.ru); <sup>2</sup>НГУ, Новосибирск

Летучие компоненты – это наиболее подвижные химические элементы и соединения. Конвергентные, равно как и дивергентные, границы плит представляют собой эффективные проводники этих компонентов, способствующие осуществлению глобального цикла, охватывающего верхнюю мантию, земную кору и атмосферу нашей планеты. Таким образом, изучая состав летучих в продуктах геологических процессов, мы получаем возможность определить особенности их химизма в недрах планеты и характер влияния недр на гидросферу и атмосферу планеты. Полученная в таких исследованиях информация дает уникальную возможность оценить так называемое «дыхание недр» и понять, как можно предсказывать их поведение по особенностям этого «дыхания».

Оценка количеств и форм, в которых летучие компоненты поставляются на поверхность из недр планеты, производится на основании прямых измерений их содержаний в расплавных и флюидных включениях, анализа составов минералов и горных пород, а также при помощи экспериментального и теоретического моделирования. Кроме этого информация о составе магматогенных газов может быть получена путем изучения парогазовых эманаций активных вулканов.

Одним из важнейших транспортеров летучих из недр на поверхность Земли являются магмы. Дегазация глубинных магм способствует транспорту летучих в литосфере в виде флюидной фазы. Продукты дегазации глубинных магм и метаморфогенный флюид контролируют состав летучих в магмах, образующихся в земной коре. Для малоглубинных очагов, питающих активные вулканы, характерно наибольшее разнообразие источников летучих компонентов. Они могут обогащаться как продуктами дегазации мантийных и нижнекоровых магм, так и за счет разложения минералов вмещающих пород, содержащих летучие компоненты. В последнем случае летучие отчасти могут иметь метеорное происхождение. Разные варианты поведения летучих компонентов будут рассмотрены на нескольких примерах образования и транспортировки магм в пределах Большой Курильской гряды.

В настоящее время существует устойчивое представление о том, что главными летучими компонентами мантийных и коровых магм являются  $H_2O$  и  $CO_2$ . В подчиненных количествах могут находиться соединения серы, переходящие во флюид, главным образом, в виде  $H_2S$  и  $SO_2$ , и галогенов F и Cl, которые в магматогенном флюиде предположительно присутствуют в виде HF и HCl. Новые данные, полученные методом газовой хромато-масс-спектрометрии вещества включений в магматических вкрапленниках в пемзах кальдерных извержений острова Итуруп (Курильские острова), показывают, что в составе магматогенных флюидов в областях надсубдукционного вулканизма значительную, а иногда доминирующую роль играют углеводородные соединения. Доминирующим компонентом магматогенных флюидов остается  $H_2O$ , однако наряду с ней может присутствовать более 120 других соединений. Количества углеводородных соединений в сумме могут быть сопоставимы с суммарным содержанием неорганических газов или даже превышать их. Среди углеводородных соединений преобладают кислородсодержащие: альдегиды, карбоновые кислоты, спирты и кетоны. В подчиненном количестве присутствуют алифатические, циклические и азотсодержащие соединения.

Галогены (Cl, F) содержатся в составе ароматических углеводородов, альдегидов, спиртов и эфиров. Сера входит в состав преимущественно неорганических соединений, среди которых абсолютно лидирует  $SO_2$ . Доля серы углеводородных соединений не превышает 11% от всей серы во флюиде. Полученные данные формируют новое представление о химизме магматогенной флюидной фазы, появление которой связано с малоглубинными вулканическими очагами.

*Изучение состава летучих методом ГХМС произведено в рамках госзадания ИГМ СО РАН, данные по содержаниям летучих в расплавных включениях разных объектов получены в ходе работ по проектам РФФИ 18-05-00819 и РНФ 20-17-00075.*

# CSD оливина в дунитовой зоне Йоко-Довырена: связь с геохимией и динамикой компакции кристаллической каши

Соболев С.Н.<sup>1</sup>, Арискин А.А.<sup>1,2</sup>, Бухарев А.Ю.<sup>3</sup>, Таркини С.<sup>4</sup>,  
Пшеницын И.В.<sup>1,2</sup>, Николаев Г.С.<sup>2</sup>, Шкурский Б.Б.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический факультет МГУ, Москва [ssn\\_collection@bk.ru](mailto:ssn_collection@bk.ru); <sup>2</sup>ГЕОХИ РАН, Москва [ariskin@rambler.ru](mailto:ariskin@rambler.ru); <sup>3</sup>МФТИ, Долгопрудный [bukharev@phystech.edu](mailto:bukharev@phystech.edu); <sup>4</sup>INGV, Италия, Пиза [simone.tarquini@ingv.it](mailto:simone.tarquini@ingv.it)

Представлены результаты количественных наблюдений CSD оливина в дунитовой зоне центральной части Йоко-Довыренского интрузива. (Ariskin et al., 2018) выделили два типа родительских магм, отражающиеся в линиях оливинового контроля в FeO–MgO координатах. Эти два геохимически одинаковых типа магм отвечают равновесию расплава с Fo88 и Fo86 и температурам 1290°C, ~1200°C соответственно. Наблюдения CSD оливина (рис.1а) выявили различия популяций производных от более примитивной и более продвинутой магм. Выявлены закономерные вариации наклона лог-линейных участков графиков CSD (рис.1б). Для более продвинутых пород, отвечающих более низким температурам магмы, наклон оказывается более пологим, чем для примитивных. Здесь, видимо, все кристаллы оливина имеют интрателлурическое по отношению к основной камере массива происхождение. Начиная с 200 м от нижнего контакта встречаются распределения, имеющие следы вызревания оливина (рис.1а) в Довыренской камере. С 350–400 м вызревание (укрупнение) заметно во всех образцах, распределения близятся к форме лог-нормальных. На нескольких уровнях разреза встречаются дуниты с бимодальным CSD оливина, что отвечает минимум однократной смене условий кристаллизации. Эти же дуниты несут в себе наиболее магнезиальный оливин. Верхняя половина разреза представлена контактированными дунитами, где популяции оливина сильно укрупнены по сравнению с первичными. Выделяется относительно узкая зона разреза, где оливин сохраняет интрателлурическое распределение, не измененное ни перитектическими реакциями в рыхлом кумулусе нижней реверсивной зоны, ни вызреванием в камере. Встает вопрос о природе бимодальных распределений.

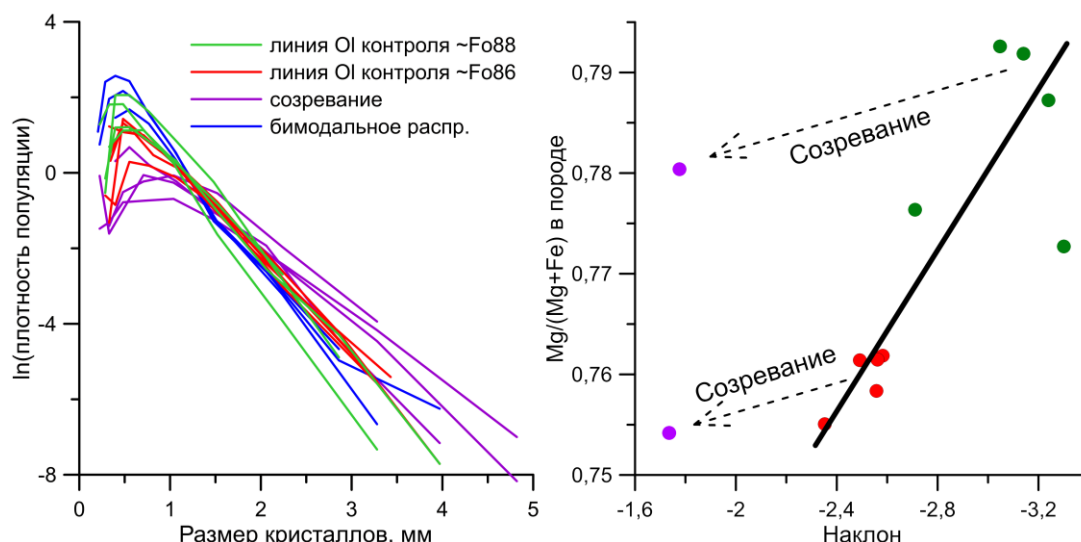


Рис. 1. а) распределение кристаллов оливина по размерам (CSD), б) прямая зависимость крутизны наклона графика CSD от отношения Mg/(Mg+Fe) в породе. Укрупнение популяции приводит к отходу от тренда.

Работа поддержана грантом РФФ № 16-17-10129.

## Литература:

Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G., Kislov E., Fiorentini M., McNeill A., Kostitsyn Yu., Goemann K., Feig S., Malyshev A. (2018) The Dovyren, intrusive complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ti-PGE fertility. *Lithos* 302: 242–262.

# Термодинамическое описание Са-силикатов в системе CaSiO<sub>3</sub>

Соколова Т.С., Дорогокупец П.И.

*ИЗК СО РАН, Иркутск sokolovats@crust.irk.ru, dor@crust.irk.ru*

Известно, что метасиликат кальция (CaSiO<sub>3</sub>) в области верхней мантии имеет ряд структурных модификаций. При стандартных условиях устойчивой является фаза CaSiO<sub>3</sub> со структурой волластонита, которая при высокой температуре (~1400 K) переходит в фазу псевдоволластонита. При 3 ГПа и 1173 K установлен переход волластонита в вальстромит (или брейит). При 12 ГПа и 1773 K брейит распадается на ассоциацию ларнита (Ca<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>) и CaSi<sub>2</sub>O<sub>5</sub> со структурой титанита, а при давлении выше 14 ГПа эта ассоциация переходит в высокобарическую фазу CaSiO<sub>3</sub>-перовскита, которая сохраняет свою структуру до условий нижней мантии (обзор по фазовым переходам в работе Woodland et al., 2020). Изучение свойств силикатов системы CaSiO<sub>3</sub> носит актуальный характер, поскольку существует сложность получения надежных термодинамических характеристик экспериментальным путем (в особенности для высокобарных фаз) и недостаток минералогической информации для Са-силикатов в целом. Помимо этого, в ряде современных работ были подтверждены находки высокобарных Са-силикатов (брейит, ларнит, фаза CaSi<sub>2</sub>O<sub>5</sub> со структурой титанита и CaSiO<sub>3</sub>-перовскит) в виде твердофазных включений в природных алмазах (Joswing et al., 1999; Anzolini et al., 2016; Nestola et al., 2018; Woodland et al., 2020), что представляет важную информацию о составе глубинных оболочек Земли. В настоящих исследованиях в рамках единой термодинамической модели на основе свободной энергии Гельмгольца (Дорогокупец и др., 2015; Sokolova et al., 2018), путем оптимизации известных экспериментальных данных, были построены уравнения состояния и рассчитан полный набор термодинамических функций (теплоемкость, модули сжатия, термическое расширение, энтропия, энергия Гиббса и др.) при заданных *P-T* параметрах для волластонита, псевдоволластонита, брейита (вальстромита), ларнита (Ca<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>), фазы CaSi<sub>2</sub>O<sub>5</sub> со структурой титанита и CaSiO<sub>3</sub>-перовскита. Рассчитанные термодинамические функции сопоставлены с экспериментальными измерениями и другими расчетами. Показано, что предложенный подход надежно описывает термодинамику Са-силикатов в системе CaSiO<sub>3</sub>. На основе полученных уравнений состояния рассчитаны фазовые равновесия (волластонит → псевдоволластонит → брейит и (CaSiO<sub>4</sub>+CaSi<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) → CaSiO<sub>3</sub>-перовскит) и построена фазовая диаграмма системы CaSiO<sub>3</sub> для *P-T* условий верхней мантии. Рассчитанные характеристики могут быть использованы для создания термодинамических баз данных по свойствам мантийных минералов, что находит применение в различных междисциплинарных расчетах (Sokolova et al., 2020).

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 19-77-00031).*

## Литература:

- Дорогокупец П.И., Дымшиц А.М., Соколова Т.С. и др. (2015) Уравнения состояния форстерита, вадслеита, рингвудита, акимотоита, MgSiO<sub>3</sub>-перовскита и постперовскита и фазовая диаграмма системы Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> при давлениях до 130 ГПа. Геология и Геофизика. 56 (1–2): 224–246.
- Anzolini C., Angel R.J., Merlini M., et al. (2016) Depth of formation of CaSiO<sub>3</sub>-walstromite included in super-deep diamonds. Lithos 265: 138–147.
- Joswing W., Stachel T., Harris J.W., et al. (1999) New Ca-silicate inclusions in diamonds – tracers from the lower mantle. Earth Planet Science Let. 173: 1–6.
- Nestola F., Korolev N., Kopylova M., et al. (2018) CaSiO<sub>3</sub> perovskite in diamond indicates the recycling of oceanic crust into the lower mantle. Nature 555: 237–241.
- Sokolova T.S., Dorogokupets P.I., Litasov K.D., et al. (2018) Spreadsheets to calculate *P-V-T* relations, thermodynamic and thermoelastic properties of silicates in the MgSiO<sub>3</sub>–MgO system. High Pres Res. 38(3): 193–211.
- Sokolova T.S., Serechkina A.I., Dorogokupets P.I. (2020) Density patterns of the upper mantle under Asia and the Arctic: comparison of thermodynamic modelling and geophysical data. Pure Appl. Geophys. <https://doi.org/10.1007/s00024-020-02511-2>.
- Woodland A.B., Gernis A.V., Bulatov V.K., et al. (2020) Breyite inclusions in diamond: experimental evidence for possible dual origin. Eur J Mineral. 32: 171–185.



## Исследование токовых систем ионосферы по наземным данным магнитных наблюдений

**Соловьев А.А.<sup>1,2</sup>, Смирнов А.Г.<sup>1,3</sup>, Чинкин В.Е.<sup>1</sup>, Пилипенко В.А.<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>ГЦ РАН, Москва *a.soloviev@gcras.ru*; <sup>2</sup>ИФЗ РАН, Москва;

<sup>3</sup>GFZ German Research Centre for Geosciences, Потсдам

Наиболее регулярной из всех вариаций геомагнитного поля является так называемая суточная вариация Sq ("solar quiet"). Она вызвана двумя токовыми вихрями в E-области дневной низкоширотной ионосферы. В докладе приведены результаты исследований динамических параметров изменения Sq для исторического минимума солнечной активности в 2008 году. При этом используется алгоритм «Мера аномальности» для автоматического обнаружения магнитно-спокойных дней по данным магнитных обсерваторий на протяжении всего года. Глобальные карты трех ортогональных компонент поля Sq получены с использованием 75 станций INTERMAGNET и 46 станций SuperMAG в низких и средних широтах. Глобальное распределение Sq-амплитуд сравнивается с расчетами согласно разработанной ранее модели взаимосвязи магнитосферы-ионосферы-термосферы (СМІТ), что показывает хорошую согласованность. Была исследована изменчивость компонент поля Sq в зависимости от уровня солнечной активности и широты. Кроме того, была построена система эквивалентных токов Sq в ионосфере для обоих полушарий и подробно исследована динамика ее структуры на протяжении года. Результаты сравнивались с основанной на спутниковых данных Swarm сферически-гармонической моделью Sq.

На высоких широтах перенос энергии электромагнитных возмущений из магнитосферы Земли к ионосфере происходит преимущественно за счет продольных токов. При вертикальном геомагнитном поле наземное магнитное возмущение создается системой вихревых холловских токов, возбуждаемых продольными токами. Вихревые ионосферные структуры могут иметь самые различные масштабы, в зависимости от типа магнитосферного возмущения: от планетарных масштабов при воздействии межпланетной ударной волны до малых кинетических масштабов в авроральных структурах. В локализованных структурах, связанных с вихревыми токами, сосредоточена основная энергия нестационарных магнитосферно-ионосферных возмущений. Именно они ответственны за всплески интенсивности геоиндуцированных токов в протяженных линиях электропередач. Возможность автоматического выделения локализованных вихревых структур и определение их динамических параметров по данным наземных магнитометров является крайне важной задачей. В работе предложена система обработки данных 2D сети магнитных станций с целью выделения вихревых токовых структур в ионосфере и оценки их характерных параметров. В качестве примера методика применена к анализу структуры дневных конвективных вихрей TCV (traveling convection vortices) по данным арктических станций. Задача решается с применением методов оптимизации различных функций, полученных на основе пространственной интерполяции, и последующей регуляризации данных. Разработанный подход не только дает возможность автоматически находить несколько вихревых структур, но и определять текущие значения их динамических параметров: пространственную структуру продольных токов и групповую скорость горизонтального распространения вихря вдоль ионосферы.

# Формирование зональности в гранатах ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная

**Соловьев К.А., Шарьгин И.С., Головин А.В.**

*ИГМ СО РАН, Новосибирск kostyasolovyov54@gmail.com*

К настоящему времени довольно детально изучена зональность в гранатах ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитов Южной Африки (Griffin et al., 1996). Зональность характеризуется S-образными концентрационными профилями. Предполагается следующая модель формирования зональности (Griffin et al., 1989): 1) образование каймы граната другого состава из просачивающегося через породу расплава/флюида, 2) последующее переуравновешивание ядра и каймы граната посредством диффузии элементов. Моделирование процесса диффузии показало, что диффузия продолжалась в течение 60-60000 лет после того, как образовалась кайма граната (Griffin et al., 1989).

В гранатах деформированных перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная (Сибирский кратон) наблюдается подобная зональность с S-образными концентрационными профилями. Нами детально были изучены зональные гранаты в двух образцах № UV-33/04 (1330°C, 6.25 ГПа) и № UV-2/05 (1275°C, 6.20 ГПа) с целью расчета длительности диффузии элементов.

При моделировании процесса диффузии использовался подход, как в работе (Griffin et al., 1989), то есть предполагался нулевой поток вещества через центр профиля и фиксированный состав края граната. Расчет производился для четырех элементов – Mg, Fe, Ca и Mn, где Mn – зависимый компонент. Для каждого образца было сделано два расчета с использованием разных наборов констант для уравнения Аррениуса, определенных в работе (Perchuk et al., 2009). Наборы констант из работы (Perchuk et al., 2009) далее обозначены как:  $Alm^a$ -Prp,  $Alm^{b,c}$ -Prp и Sps-Prp. В первом расчете для Mn использовались константы из Sps-Prp, а для Mg, Fe и Ca из  $Alm^{b,c}$ -Prp. Во втором расчете для Mn использовались константы из Sps-Prp, для Mg и Fe из  $Alm^a$ -Prp, а для Ca из  $Alm^{b,c}$ -Prp. Оценки длительности диффузии представлены в таблице 1. Полученные различные оценки для разных элементов связаны с тем, что экспериментально определенные константы уравнения Аррениуса имеют большую ошибку определения. Тем не менее, истинная длительность диффузии для изученных гранатов не превышает значений, рассчитанных для Ca (самая низкая скорость диффузии).

Таблица 1. Оценка длительности диффузии в гранатах деформированных перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная (в годах). Ошибки даны для интервала  $2\sigma$ .

Номер расчета	Образец № UV-33/04			Образец № UV-2/05		
	Ca	Fe	Mg	Ca	Fe	Mg
1	534±55	290±6	285±22	1304±178	220±44	458±200
2	548±55	784±17	819±25	1364±203	833±181	841±364

Полученные оценки для длительности диффузии в гранатах свидетельствуют, что метасоматическое воздействие на деформированные перидотиты трубки Удачная-Восточная происходило незадолго до извержения кимберлитовой магмы. Вероятным метасоматическим агентом являлся кимберлитовый расплав, порции которого отделялись от источника и просачивались в литосферу до начала кимберлитового магматизма.

*Работа выполнена в рамках проекта 18-77-10062, поддержанного Российским научным фондом.*

## Литература:

- Griffin W.L., Smith D., Ryan C.G., O'Reilly S.Y., Win T.T. (1996) Trace-element zoning in mantle minerals; metasomatism and thermal events in the upper mantle. *Can Mineral* 34: 1179–1193.
- Griffin W.L., Smith D., Boyd F.R., Cousens D.R., Ryan C.G., Sie S.H., Suter G.F. (1989) Trace-element zoning in garnets from sheared mantle xenoliths. *Geoch Cosmochim Acta* 53: 561–567.
- Perchuk A.L., Burchard M., Schertl H.P., Maresch W.V., Gerya T.V., Bernhardt H.J., Vidal O. (2009) Diffusion of divalent cations in garnet: multi-couple experiments. *Contrib Mineral Petr* 157: 573–592.

# Предварительные данные по картированию и определению различных концентраций ильменита в лунных породах на видимой стороне Луны

Турчинская О.И., Слюта Е.Н.

ГЕОХИ РАН, Москва [olgaturch@yandex.ru](mailto:olgaturch@yandex.ru)

Концентрация имплантированных солнечным ветром газов в частицах и минералах лунного реголита зависит от химического и минерального состава частиц, от степени зрелости реголита и от размера частиц и может варьироваться в очень широких пределах – до трех порядков и более (Слюта, 2013). Самые низкие концентрации благородных газов наблюдаются в ударных и вулканических стеклах. Подобные низкие концентрации имплантированного гелия в кристаллических минералах лунного реголита наблюдаются только в плагиоклазе (битовните). Наибольшие концентрации имплантированного гелия наблюдаются в ильмените, который является основным рудным минералом в морских лунных базальтах. Селективное обогащение в зависимости от минерального состава приводит к неоднородному региональному распределению концентрации изотопов гелия и других имплантированных газов в лунном реголите. Области распределения повышенного содержания оксидов Ti (5–10%) по спектральным данным (Blewett et al., 1997; Lucey et al., 1998; Lucey et al., 2000) фактически отражают содержание ильменита в реголите и распределение высокотитановых морских базальтов.

Целью данной работы является выявление и выделение нескольких основных категорий содержания ильменита от низкотитанистых до высокотитанистых лунных пород на основе картографирования распределения TiO<sub>2</sub> по спектральным данным космического аппарата "Клементина".

В результате картографирования выяснилось, что высокотитанистые морские базальты распространены в Море Спокойствия, в Море Паров, в Море Дождей, в Океане Бурь и, в подчиненном значении, в Море Влажности и в Море Облаков (рис. 1).

Распределение содержания TiO<sub>2</sub> варьируется от 0.01 до 10% (рис. 1). В зависимости от содержания TiO<sub>2</sub> (мас.%) на видимой стороне Луны выделяют шесть основных категорий: VI – 0.01-0.1, V – 0.1-0.5, IV – 0.5-1.0, III – 1.0-5.0, II – 5.0-8.0 и I – 8.0-10.0 мас.% соответственно (рис. 1).

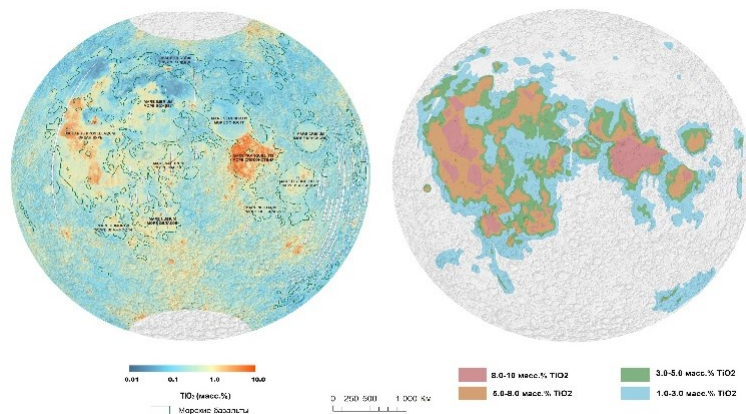


Рис. 1. Карта распределения содержания TiO<sub>2</sub> (мас.%) по данным космического аппарата "Клементина" (слева) на видимой стороне Луны, а также выделенные категории содержания TiO<sub>2</sub> (справа).

## Литература:

- Слюта Е.Н., Яковлев О.И., Воропаев С.А., Дубровский А.В. (2013) Имплантация гелия и его концентрация в минералах и частицах лунного реголита. *Геохимия* 51(12): 1066–1075.
- Blewett D.T., Lucey P.G., Hawke B.R., Jolliff B.L. (1997) Clementine images of the lunar sample-return stations: Refinement of FeO and TiO<sub>2</sub> mapping techniques. *J. Geophys. Res.* 102 (E7): 16319–16326.
- Lucey P.G., Blewett D.T., Hawke B.R. (1998) Mapping the FeO and TiO<sub>2</sub> content of the lunar surface with multispectral imagery. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 103(E2): 3679–3699.
- Lucey P.G., Blewett D.T., Taylor G.J., Hawke B.R. (2000) Imaging of lunar surface maturity. *J. Geophys. Res.* 105(E8): 20377–20387.

# Исследование плавления/затвердевания воды в наноканалах методом рассеяния нейтронов

Филимонов А.В.<sup>1</sup>, Вахрушев С.Б.<sup>1,2</sup>, Кумзеров Ю.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Санкт-Петербургский политехнический университет Петра Великого  
filimonov@rphf.spbstu.ru;*

<sup>2</sup>*Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе s.vakhrushev@mail.ioffe.ru*

Вода – это самое известное и одно из самых загадочных веществ на земле. Первым наблюдавшимся человеком фазовым переходом является замерзание воды с образованием льда. Вода обладает богатым разнообразием кристаллических форм, из которых в настоящее время достоверно известно тринадцать.

Целью работы являлось исследование эволюции атомной динамики в процессе фазового перехода – плавление/затвердевание воды в каналах хризотилового асбеста. Эта система крайне интересна, так как может быть рассмотрена как аналог биологических мембран и напитанных водой горных пород. Проведенные нами ранее измерения неупругого рассеяния нейтронов выявили явные отличия от поведения объемной воды. Были проведены попытки исследования структуры замерзшей воды методами рентгеновской дифракции, однако не удалось выявить четкой дифракционной структуры, соответствующей одной из известных форм льда, что может быть объяснено малостью кластеров льда в наноканалах асбеста. Для решения этой задачи был поставлен эксперимент по неупругому рассеянию нейтронов в воде, внедренной в наноканалы высокоориентированной матрицы хризотилового асбеста. Динамика жидкостей в условиях ограниченной геометрии сильно отличается от динамики в объемном состоянии. Поведение воды в наноканалах изучалось достаточно широко. Однако большинство исследований ограничивались углеродными нанотрубками. Ограничением таких работ является невозможность прослеживания анизотропии динамики и, практически «нейтральным» интерфейсом, существенно отличающимся от практически важных случаев воды в пористых минералах и в биологических объектах.

Нами был проведен эксперимент по неупругому рассеянию нейтронов на воде, внедренной в наноканалы высокоориентированной матрицы хризотилового асбеста. Эксперимент проводился на спектрометре SEQUOIA импульсного нейтронного источника SNS (ORNL, USA). Интервал температур составлял  $7\text{ K} < T < 280\text{ K}$ , т.е. перекрывал как область существования жидкой воды, так и возможные температуры замерзания, как в объемных образцах, так и в воде в условиях ограниченной геометрии. Измерение картин рассеяния нейтронов проводилось в двух вариантах геометрии эксперимента: (а) с осями канала, ориентированными вдоль вектора передачи импульса  $Q$  в плоскости нейтронного рассеяния; (б) перпендикулярно к плоскости рассеяния. Это позволило нам проследить предпочтительное направление колебаний атомов водорода, соответствующих различным спектральным диапазонам.

При  $T = 7\text{ K}$  мы ясно видим сильный пик на отметке энергии колебаний  $E = 8\text{ мэВ}$ . Вид этого пика может быть однозначно отнесен к колебаниям решетки твердого льда, образующегося в порах (не на поверхности). Не было найдено сильной анизотропии. Следует отметить, что при  $T = 220\text{ K}$  мы не видим, что этот пик проявляется, т.е. кристаллизация происходит ниже  $220\text{ K}$ . При высоких энергиях ( $150\text{ мэВ} < E < 600\text{ мэВ}$ ) спектры замерзшей воды оказываются практически идентичны тем, которые характерны для объемного льда. Наблюдается резкое снижение интенсивности на  $\sim 467\text{ мэВ}$  в разностном спектре для вертикальной оси. Это, вероятно, связано с особенностью поведения гидроксильных групп в каналах для влажного образца по сравнению с сухим.

В либрационных колебаниях воды ( $E = 50\text{--}130\text{ мэВ}$ ) выделяются 3 пика, которые четко отделены в случае образца с горизонтальной ориентацией оси (параллельными  $Q$ ), так что вода в условиях ограниченной геометрии, вероятно, обладает сильной анизотропией. Вода в ограниченной геометрии в исследуемых волокнах имеет высокую степень порядка протонов.

Выводы: вода в ограниченной геометрии в исследуемых волокнах имеет высокую степень упорядочения протонов; Обнаружена новая модификация льда. Отличительной особенностью является упорядочение водорода на связях, которое ранее наблюдалось только в фазах высокого давления; Кристаллическая структура матрицы (наличие групп  $-\text{OH}$ , перпендикулярных оси канала) «навязывает» анизотропию колебаний внедренным молекулам воды.

# Амфиболы и слюды в габброидах среднерифейской Кусинской расслоенной интрузии (Южный Урал, Россия)

Шагалов Е.С.<sup>1,2</sup>, Холоднов В.В.<sup>1</sup>, Бочарникова Т.Д.<sup>1</sup>, Суставов С.Г.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИГГ УрО РАН, Екатеринбург [shagalov@igg.uran.ru](mailto:shagalov@igg.uran.ru);

<sup>2</sup>Кафедра минералогии, петрографии и геохимии УГГУ, Екатеринбург

В географическом отношении Кусинско-Копанский комплекс и связанные с ним месторождения Fe-Ti-V расположены в 60–70 км к западу от города Миасс. Кусинский массив – самый северный среди 4 крупных массивов, которые некоторые исследователи объединяют на глубине в единую крупную расслоенную интрузию. Массивы состоят из массивных габброноритов и полосчатых расслоенных габброидов, по составу варьирующих от меланократовых рудоносных габбро в нижних частях ритмов до лейкократовых амфиболовых габбро и анортозитов вверху, с широким развитием среди них пластообразных тел габбро-амфиболитов и амфиболитов. Среди ортоамфиболитов широко распространены остатки слабо модифицированных габброноритов, с постепенными переходами к существенно амфиболитизированным породам. Возраст этих пород варьирует в диапазоне 1390–1350 млн. лет (Холоднов, Шагалов, 2012). По составу они отвечают внутриплитным рифтогенным сериям.

Амфиболы как основные минералы многих пород комплекса изучались многими исследователями (Бочарникова, 2009; Ферштатер и др., 2001). Ранние исследования проводились по валовым пробам, а в последнее время работы сосредоточены на точечных анализах состава. Было установлено, что амфиболы содержат Cl от 0 до 0.7 мас.%, с ростом в максимально железистых и глиноземных его генерациях. Нами обнаружено несколько путей эволюции составов зональных амфиболов. В Кусинском массиве определена бурая роговая обманка магматической стадии развития массива и постмагматические высокохлорные (до 4.8 мас.% Cl) амфиболы. Выделены калиевая ветвь вплоть до калий-ферро-хлор-паргасита и, в единичных случаях, калий-хлор-гастингсита, и натриевая ветвь развития вплоть до хлор-гастингсита (Медведевский массив). Амфиболы, развивающиеся в процессе амфиболитизации, соответствуют эдениту-паргаситу-ферропаргаситу, редко по ромбическим пироксенам развивается куммингтонит. Обычно зёрна амфиболов из амфиболитов слабо зональные.

Слюды встречаются в основном в габброноритах, в реакционных каймах вместе с гранатом и амфиболами (Ферштатер и др., 2001). В процессе амфиболитизации биотит исчезает. В амфиболитах биотит отмечается крайне редко в единичных зёрнах. Нашими исследованиями определено, что слюды относятся к флогопит-аннитовому ряду, магнезиальность изменяется от 0.63 до 0.31, падая вверх по разрезу. Содержание галогенов незначительно – 0.2–0.3 мас.% F и около 0.1 мас.% Cl, резко возрастает в наиболее железистых разностях, связанных с высокохлорной ассоциацией амфиболов до 1.7–2.3 мас.% Cl, фтор при этом не изменяется. Титан растёт вверх по разрезу от 3.1 до 4.3% TiO<sub>2</sub>, резко падая в высокохлорных разностях до 2%. Это говорит о разной температуре образования слюд в глубинных габброноритах и габброидах расслоенной серии. Барий ведёт себя неоднозначно, варьируя от 0.2 до 2.4 мас.% BaO.

Расчёт содержания хлора в расплаве/флюиде показал, что содержание в исходном расплаве составляло не более 400 ppm, локально (в краевых частях кристаллов) возрастая до 1000–4000 ppm. При кристаллизации высокохлорных амфиболов Кусинской расслоенной интрузии содержание хлора достигало 1.4%.

*Исследование проводилось в ЦКП «Геоаналитик» УрО РАН в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тематика № ААА-А18-118052590029-6.*

## Литература:

- Бочарникова Т.Д. (2009) Галогены в габбро-норитах Кусинской и Копанской интрузий и их роль в петро- и рудогенезе. Ежегодник-2008, Тр. ИГГ УрО РАН 156: 129–131.
- Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Бородин Н.С. (2001) Условия формирования и генезис рифейских ильменит-титаномагнетитовых месторождений Урала. Геология руд. месторождений. 43(2), 112–128.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С. (2012) Верхний и нижний возрастные рубежи среднерифейских рудоносных (Ti-Fe-V) интрузий кусинско-копанского комплекса на Ю. Урале: U-Pb датирование цирконов Медведевского месторождения. Докл. АН. 446(4): 432–437.

# Минералогия гидротермально измененных пород Третьяковских источников о. Кунашир (Курильские о-ва, Россия)

**Шиловских В.В.<sup>1</sup>, Хворов П.В.<sup>2</sup>, Топчиева О.М.<sup>3</sup>, Житова Е.С.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>СПбГУ, Санкт-Петербург [vvshlvskh@gmail.com](mailto:vvshlvskh@gmail.com); <sup>2</sup>ЮУ ФНЦ МуГ РАН, Миасс,  
<sup>3</sup>ИВУС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

Исследование минерального состава гидротермально измененных вулканических пород часто значительно осложняется мелкими размерами минеральных зерен и изменением текстуры. Затрудненным может оказаться и разделение первичных и наложенных минералов. Точное определение минеральной принадлежности и микроструктуры включений акцессорных минералов позволяет реконструировать условия их формирования, а также в ряде случаев проследить источник элементов, их слагающих (Altree-Williams et al., 2015).

В данной работе были изучены образцы, представляющие собой гидротермально измененную породу, отобранную возле Третьяковских источников о. Кунашир. Исследование проводилось с помощью метода дифракции обратнорассеянных электронов, который позволяет получить информацию о слабооформленных минеральных выделениях и мономинеральных микротекстурных особенностях акцессорных минералов.

Показано, что породы подверглись глубокой гидротермальной переработке. Основными породообразующими минералами являются кварц, плагиоклаз, гидратированные слюда и хлорит. Кварц представлен как реликтовыми зернами, содержащими включения пирита, рутила, так и новообразованными, составляющими до половины массы образца. Акцессорные минералы в основном представлены тонкими ксеноморфными сростаниями фосфатов РЗЭ со слоистыми силикатами, ксеноморфными оксидами титана и реликтовыми цирконами. Микроидентификация фаз позволила однозначно идентифицировать ксенотим (рис. 1а). Фосфат церия показывает неплохое совпадение со структурой монацита (рис. 1б), однако качество картин дифракции не позволяет сделать однозначный вывод. Микроструктурными данными подтвержден циркон (рис. 1в). Агрегаты диоксида титана в тонкозернистой массе кварца и слоистых силикатов представлены исключительно анатазом (рис. 1г).

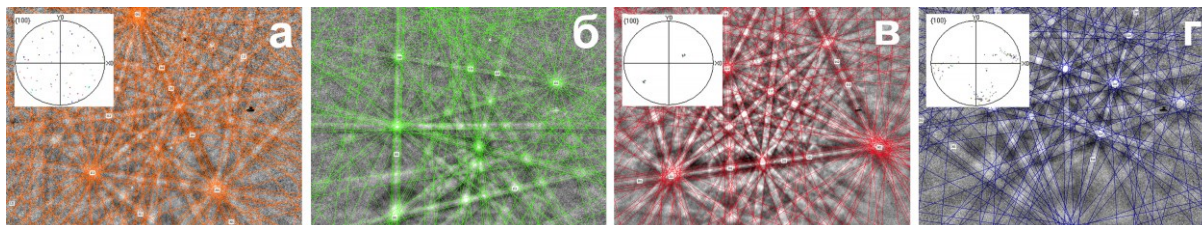


Рисунок 1. Картинки дифракции обратнорассеянных электронов для: (а) – ксенотима, (б) – монацита, (в) – циркона, (г) – анатаза (врезки соответствуют распределениям ориентировок в выделениях соответствующих минералов).

Микроструктурное картирование выделений акцессорных минералов показало реликтовую природу цирконов и аутигенную природу фосфатов РЗЭ и анатаза, при этом можно сделать вывод, что активность среды (температура, химические условия) достаточна для перекристаллизации анатаза с образованием укрупненных выделений с направлением роста кристаллов от центра к краю, в то время как фосфаты РЗЭ укрупнению в этих условиях не подвергаются. Стоит отметить, что температура изменения пород была ниже 500°C, поскольку необратимый переход анатаза в рутил не выявлен.

Авторы выражают благодарность Тарасову К.В. за отбор образцов. Исследования выполнены с использованием оборудования Ресурсных Центров СПбГУ «Геомодель» и «Нанопотоника».

## Литература:

Altree-Williams A., Pring A., Ngothai Y., Brugger J. (2015) Textural and compositional complexities resulting from coupled dissolution–reprecipitation reactions in geomaterials. *Earth-Science Reviews* 150: 628–651.

# Составы и условия кристаллизации толеитовых магм района тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) по данным изучения расплавных включений в минералах-вкрапленниках и закалочных стекол

**Шишкина Т.А., Мигдисова Н.А., Суцевская Н.М., Крашенинников С.П.**

*ГЕОХИ РАН, Москва t.shishkina@geokhi.ru*

Тройное сочленение Буве (ТСБ) в Южной Атлантике образовано сочленением Срединно-Атлантического (САХ), Американско-Антарктического (ААХ) и Африкано-Антарктического (АФАХ) хребтов и осложнено наличием горячих точек Буве и Шона. Предыдущие исследования показали, что вулканы каждого сегмента ТСБ имеют свою геохимическую специфику в отношении содержаний редких элементов и изотопных отношений, что может объясняться гетерогенностью мантийных источников в районе ТСБ и различными условиями плавления и дифференциации магм (Мигдисова и др., 2017).

Для достоверной количественной оценки физико-химических параметров, контролирующей поведение главных и редких химических элементов в процессах дифференциации природных магм, необходимы данные о составе равновесных расплавов и минеральных фаз. В океанических толеитах района ТСБ присутствует большое количество закалочного стекла, в котором распределены вкрапленники минералов. Однако в некоторых образцах вариации состава оливина достигают 10 номеров по Mg#, что не позволяет говорить о равновесии их с вмещающим силикатным расплавом. Вследствие этого для определения составов достоверно равновесных парагенезисов минерал–расплав были изучены как природно-закаленные, так и экспериментально гомогенизированные расплавные включения в минералах-вкрапленниках из образцов базальтов разных сегментов ТСБ.

Составы расплавных включений представлены базальтовыми расплавами (49–53 мас.% SiO<sub>2</sub>; 5.5–10.0 мас.% MgO), тогда как составы вмещающих закалочных стекол варьируют от базальтов (9.4 мас.% MgO) до дацитов (1.5 мас.% MgO). Составы оливина-хозяина варьируют в диапазоне Fo79–Fo89. Концентрации главных элементов в стеклах показывают закономерные тренды эволюции расплавов: содержания SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O постоянно возрастают, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO – снижаются, в то время как FeO и TiO<sub>2</sub> показывают характерный максимум в расплавах с содержаниями MgO примерно 4.5 мас.%, что отражает момент появления титано-магнетита. Содержания воды в закалочных стеклах варьируют между 0.2 и 1.2 мас.% H<sub>2</sub>O. Не обнаружено корреляции между содержанием воды в расплаве и глубиной излияния (отбора) лавы (400–2750 м для изученных образцов). При этом наблюдается определенный тренд возрастания содержания H<sub>2</sub>O в ходе эволюции расплавов.

Температуры равновесия оливин–расплав для базальтов ТСБ с использованием распределения Fe и Mg (Danyushevsky, 2001), а также отношения Y/Sc (Mallmann, O'Neill, 2013) выявили диапазон температур 1050–1150°C. Оценки окислительно-восстановительных условий, полученные с применением разных методов, варьируют в диапазоне: от QFM+1.3 до QFM+1.9. Тренды кристаллизации магм района ТСБ являются типичными для океанических толеитов. Они могут быть воспроизведены при кристаллизации родоначального расплава в диапазоне температур между 1300 и 1100°C при давлениях от 5 до 2 кбар.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №19-05-00990.*

## **Литература:**

- Мигдисова Н.А., Соболев А.В., Суцевская Н.М., Дубинин Е.П., Кузьмин Д.В. (2017) Мантийная гетерогенность в районе тройного сочленения Буве по составам оливиновых вкрапленников. Геология и геофизика 11: 1633–1648.
- Danyushevsky L.V. (2001) The effect of small amounts of H<sub>2</sub>O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas. J. Volcanol. Geotherm. Res. 110: 265–280.
- Mallmann G., O'Neill H.St.G. (2013) Calibration of an empirical thermometer and oxybarometer based on the partitioning of Sc, Y and V between olivine and silicate melt. Journal of Petrology 54(5): 933–949.

# Минералого-петрографическая и петрохимическая характеристика метадолеритов п-ова Канин

Шмакова А.М.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар alex.sch92@yandex.ru;

<sup>2</sup>ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург

На полуострове Канин периоды магматической активизации приходятся на поздний рифей, кембрий и девон. В 1977–1984 гг. в ходе комплексной геологической съемки под руководством Б.А. Горностая в центральной части полуострова Канин, на р. Горелая, Каменная и Лодзедгужа, были установлены дайки оливиновых долеритов. Данные породы были объединены в комплекс гипабиссальных субщелочных интрузий оливиновых габбро-диабаз-порфиритов. Возраст пород спорный, по данным Б.А. Остащенко (1974), К-Аг возраст данных долеритов составляет  $590 \pm 30$  млн лет, по данным В.Г. Гецена (1975) –  $515 \pm 26$  млн лет. В ходе экспедиционных работ в 2018–2019 гг. в составе Канинской партии ВСЕГЕИ нами были опробованы и изучены магматические тела на р. Горелая, Каменная. Комплексные (минералого-петрографические и петрохимические) исследования проведены на базе ЦКП «Геонаука», г. Сыктывкар.

Исследуемые породы представлены секущими рифейские сланцы дайками северо-восточного простирания с мощностью 1.5–2 м. Породы темно-серого цвета, имеют миндалекаменную, иногда массивную текстуру. Миндалины размером до 4 мм, зональные, выполнены по краям хлоритом, в центре – кальцитом и анкеритом. Микроструктура пород порфиристая, основной ткани – офитовая, пойкилоофитовая. Порфиристые включения составляют 10–20 об.% породы и представлены замещенными вторичными минералами оливином или частично замещенным плагиоклазом  $An_{59-67}$ . Основная масса сложена (об.%) частично замещенными зональными плагиоклазами  $An_{35-69}$  (45–60), не зональным пироксеном, соответствующим по химическому составу авгиту (15–20), биотитом (5–10) и калиевым полевым шпатом. Рудные минералы – титаномагнетит (до 15 об.%), ильменит, пирит, шпинель. Акцессорные минералы – апатит. Вторичные минералы представлены хлоритом, серпентином, и соссюритом.

По петрохимическим данным исследуемые долериты относятся преимущественно к умеренно-щелочным породам ( $K_2O+Na_2O$  – 3.62–5.93 мас.%). Для них характерен калиево-натриевый тип щелочности ( $Na_2O/K_2O$  – 0.84–2.08). По содержанию диоксида титана ( $TiO_2$  = 1.58–2.21 мас.%) долериты можно определить как умеренно-высокотитанистые. По содержанию  $Al_2O_3$  они относятся к высокоглиноземистым образованиям (13.17–17.03). На диаграммах Харкера с уменьшением содержания MgO наблюдается уменьшение содержания  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ , что говорит о формировании пород при кристаллизационной дифференциации. Содержание  $TiO_2$ , FeO, MnO, CaO,  $Na_2O$ ,  $P_2O_5$  практически не меняется.

Таким образом, изученные породы являются измененными оливиновыми долеритами (метадолеритами) порфиридными и миндалекаменными (местами массивными). Породы претерпели изменения, выраженные в серпентинизации оливина, соссюритизации плагиоклаза, хлоритизации, вероятнее всего, пироксена либо оливина. Петрохимически, измененные долериты умеренно-щелочные, калиево-натриевого типа щелочности, высокоглиноземистые и умеренно-низкотитанистые, относятся к породам толеитовой серии. Подобные образования характерны для геодинамических обстановок растяжения (Тиманский кряж, 2010).

## Литература:

Тиманский кряж. (2010) Том 2. Литология и стратиграфия, геофизическая характеристика Земной коры, тектоника, минерально-сырьевые ресурсы. УГТУ, Ухта. 437 с.



# The relationship between the electrical and strength properties of frozen saline soils

**Agapkin I.A.<sup>1</sup>, Kotov P.I.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*GEOKHI RAS, Moscow agapkinia@gmail.com;*

<sup>2</sup>*МГУ Ломоносов MSU, Moscow kotovpi@mail.ru*

The purpose of this study is to identify a correlation relationship between the electrical and strength properties of frozen saline soils. Two types of model soils (fine sand and lean clay) with several different values of water content and salinity were used for the study. The electrical resistivity was measured by the micro-VES method on samples at least three times to calculate the statistical error (Koshurnikov et al., 2020). All measurements were carried out at temperatures of -2°C, -4°C, -6°C.

Strength property (equivalent cohesion) was determined by spherical template indenter test according to the method described in GOST 12248-2010. On each soil sample at three different temperatures, a series of 4 tests were carried out: one long term before the start of conditional stabilization of deformation and three accelerated for 8 hours. These data were used to estimate the error. A total of 320 tests were performed.

As a result, the influence of salinity and water content on the value of equivalent cohesion and electrical resistivity for the studied model samples was revealed. These data allowed us to perform a regression analysis and obtain equations for calculating the equivalent cohesion using resistance data with a high degree of approximation (Fig. 1). For fine sand, the correlation coefficient was 0.84, and for lean clay 0.89. Both correlations make sense since the correlation coefficients are much higher than 0.75.

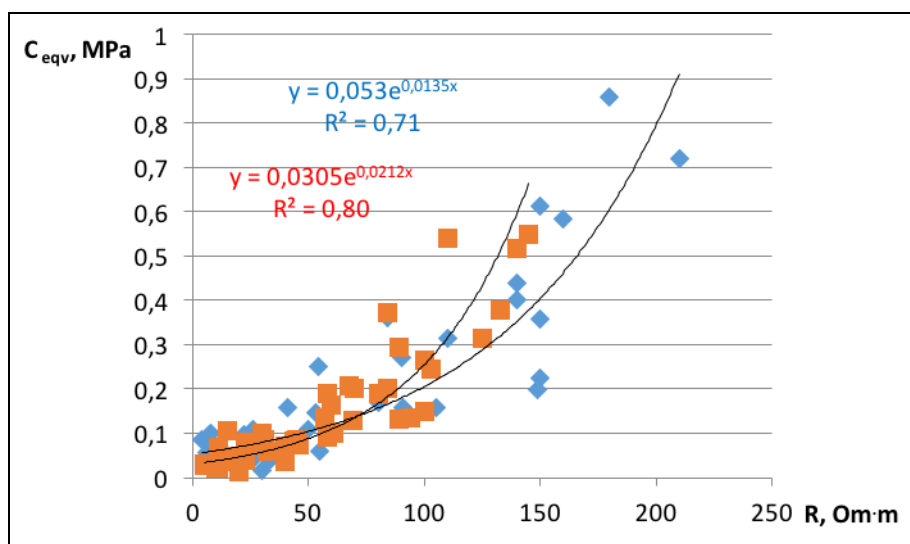


Fig. 1. Relation between equivalent cohesion and electrical resistivity in fine sand (blue) and lean clay (red).

## References:

- GOST 12248-2010 (2011) Soils. Laboratory methods for determining the strength and strain. Standartinform. 109 p.
- Koshurnikov A.V., Kotov P.I., Agapkin I.A. (2020) The influence of salinity on the acoustic and electrical properties of frozen soils. Moscow University Geology Bulletin 75(1): 97–104.

# Physical and chemical variations of volcanic rocks from historical eruptions of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka

**Bergal-Kuvikas O.V.<sup>1,2</sup>, Churikova T.G.<sup>1,3</sup>, Gordeychik B.N.<sup>3,4</sup>,  
Ladygin V.M.<sup>5</sup>, Kronz A.<sup>4</sup>, Wörner G.<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky kuvikas@mail.ru, tchurikova@mail.ru;* <sup>2</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Moscow;* <sup>3</sup>*Geowissenschaftliches Zentrum Göttingen, Abteilung Geochemie, Universität Göttingen, Göttingen gwoerne@gwdg.de, akronz@gwdg.de;* <sup>4</sup>*Institute of Experimental Mineralogy Russian Academy of Sciences, Chernogolovka gordei@mail.ru;* <sup>5</sup>*Geological Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow skalka\_1@mail.ru*

Changing of physical parameters (density, buoyancy, viscosity) and geochemical compositions (SiO<sub>2</sub>, volatiles) of magmas are triggers or inhibitors of volcanic eruptions (e.g. Corsaro, Pompillo, 2004). Density and viscosity variations are related with magma compositions and water content (Richet et al., 2000; Sparks, Huppert, 1984). In order to examine process of magma ascent and residence in the crust we combine geochemical and isotopic studies (Bergal-Kuvikas et al., 2017; Dorendorf et al., 2000), microprobe analyses of the olivines and estimate physical properties of the magmas (Ladygin, Frolova, 2002). Observed data of physical properties of erupted lavas at Klyuchevskoy volcano show good correlations between densities and magma compositions. More dense magmas (2.8–2.9 g/cm<sup>3</sup>) have more primitive compositions (~6–9 wt.% MgO) and erupt from vents at the lower slopes (~500–700 m) of the volcano with large, voluminous lava flows. In contrast, more differentiated lavas (~4–6 wt.% MgO) are less dense (1.8–2.3 g/cm<sup>3</sup>) and dominate eruptions on from the summit crater at ~4500 m. Fractional crystallization is a driving volatile-enrichment and compositional changes in the magma system and this controls ascent and the elevation of vents via changing density and buoyancy. This also explains the higher explosivity with ultra-strombolian eruption style of volatile-rich, low-density lavas from the summit crater whereas volatile-poorer and denser lavas erupt from vents lower down on the flanks of the volcano.

*This research was supported by RFBR-DFG grant # 16-55-12040 and #20-55-50001.*

## References:

- Bergal-Kuvikas O., Nakagawa M., Kuritani T., Muravyev Y., Malik N., Klimenko E., Shimada S. (2017) A petrological and geochemical study on time-series samples from Klyuchevskoy volcano, Kamchatka arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 172(5): 35. DOI 10.1007/s00410-017-1347-z
- Corsaro R.A., Pompilio M. (2004) Buoyancy-controlled eruption of magmas at Mt Etna. *Terra Nova* 16(1): 16–22.
- Dorendorf F., Wiechert U., Wörner G. (2000) Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia. *Earth and Planetary Science Letters* 175(1): 69–86.
- Ladygin V.M., Frolova, Yu.V. (2002) Petrophysical properties of effusive discharged by Klyuchevskoy volcano. *Volcanology and Seismology* 3: 28–33 (in Russian).
- Richet P., Whittington A., Holtz F., Behrens H., Ohlhorst S., Wilke M. (2000) Water and the density of silicate glasses. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 138(4): 337–347.
- Sparks R.S.J., Huppert H.E. (1984) Density changes during the fractional crystallization of basaltic magmas: fluid dynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 85(3): 300–309.

# Across-arc geochemical variations in the Quaternary volcanic rocks of Kamchatka

**Churikova T.G.**<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia tchurikova@mail.ru;* <sup>2</sup>*GZG, Abt. Geochemie, Göttingen Universität, Göttingen, Germany*

Northern Kamchatka transect, which combine thirteen Upper Pleistocene and Holocene volcanoes and two large lava fields with monogenetic cones, and stretches from arc front to back arc, from 110 to 400 km above the subducted slab, is one of the most geochemically studied traverse in the world. This 220 km long transect starts from the Eastern Volcanic Front (EVF) volcanoes (Komarov, Gamchen, Shmidt, Kizimen, Tamara cone) through the Central Kamchatka Depression (CKD: Klyuchevskoy, Tolbachik, Ploskie Sopky, Kamen, Shiveluch, Kharchinsky, Zarechny, Nikolka) into the Sredinny Ridge (SR) to back arc with monogenetic volcanic centres at Achtang volcano and near Esso settlement, and isolated Ichinsky stratovolcano. Mafic volcanic rocks were analyzed for major, trace, and chalcophile elements, for mineral composition, as well as for Sr, Nd, Pb, Hf, O, Li, and Cu isotopic variations. Additionally reheated and naturally quenched melt inclusions in olivines from the same rocks were analysed for major, trace, volatile elements, and B isotopes. This data allows us to characterize spatial variations and the relative amount and composition of the mantle sources and subduction inputs involved in magma genesis.

Typical Kamchatka arc basalts display a strong increase in large ion lithophile (LILE), light rare earth (LREE) and high field strength (HFSE) elements from the arc front to the back-arc (e.g. La/Yb and Nb/Zr) at nearly constant Ba/Zr, Ce/Pb and  $\delta^{65}\text{Cu}$  (~0.13‰). Rocks from the Central Kamchatka Depression enriched in Sr, O and Li isotopes compare to lavas from the volcanic front and back arc region. They range in  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  from 0.70334 to 0.70366, but have almost constant Nd isotopic compositions ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  0.51307–0.51312). This correlates with the highest U/Th ratios in these rocks. Pb-isotopic ratios are mid-ocean ridge basalt (MORB)-like but decrease slightly from the volcanic front to the back-arc. Trace elements and Sr-Nd-Hf isotopes show that the initial mantle source ranged from N-MORB-like in the EVF and CKD to more enriched mantle in SR. The model calculations show that the amount of fluids added to these mantle sources ranges from 0.7% to 2.1%. The degree of melting changes from ~20% at the arc front to <10% below the back-arc region. Hf–Nd isotope compositions indicate the presence of “Indian” type depleted mantle beneath Kamchatka. Additionally recent studies show that suites of melt inclusions at some individual volcanic centres consistently record geochemical evidence for progressive mixing, and assembly of diverse magma compositions derived from variably depleted mantle sources.

Volatile element – trace element ratios correlated with fluid-mobile elements suggesting successive changes and three distinct fluid compositions with increasing slab depth. Volcanic front was dominated by fluid highly enriched in B, Cl and chalcophile elements and also LILE (U, Th, Ba, Pb), F, S and LREE (La, Ce). CKD was dominated by a second fluid enriched in S and U, showing the highest S/K<sub>2</sub>O and U/Th, Li/Y, La/Sm, and B/Nb ratios. Additionally this fluid was unusually enriched in  $^{87}\text{Sr}$ ,  $^{18}\text{O}$ , and  $\delta^7\text{Li}$ . In the back arc of SR a third fluid was observed, highly enriched in F, Be, LILE and LREE. From arc front into the back arc zone chalcophile element ratios (e.g., As/Ce and Sb/Ce), B/Zr and  $\delta^{11}\text{B}$  show clear decreasing with increasing depth above the slab, suggesting that the amount of slab-derived fluids decreases with depth. Our data suggest that at the arc front fluids were derived from amphibole and serpentine dehydration while fluids below the CKD were released due to dehydration of lawsonite. Subduction components (fluids/hydrous melts) released at high pressure below the back arc of Sredinny ridge probably were much denser and dissolved significant amounts of silicate minerals, and carried high amounts of LILE and HFSE. High precision measurements of Nb/Ta, Zr/Hf, and Lu/Hf ratios together with  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  analyses on transect rocks show that Zr–Hf and Lu are immobile in fluids below Kamchatka while the Nb and Ta can be enriched in the mantle by subduction fluids to a small extent.

The rocks from volcanoes of the northern part of the Central Kamchatka Depression (Shiveluch, Kharchinsky, and Zarechny) – are significantly different in their trace element compositions compared with the other rocks of the transect and their source appears to have been enriched by a component derived from melting of the subducted oceanic crust, which is proved by high precision HFSE and Lu measurements.

*This research was supported by series of RFBR-DFG grants and RFBR grant # 20-55-50001.*

# Fo-Ni trends of olivine phenocrysts reflect processes of crystallization and diffusion

Gordeychik B.N.<sup>1,2</sup>, Churikova T.G.<sup>2,3</sup>, Shea T.<sup>4</sup>,  
Kronz A.<sup>2</sup>, Simakin A.G.<sup>1,5</sup>, Wörner G.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>IEM RAS, Chernogolovka gordei@mail.ru; <sup>2</sup>GZG, Universität Göttingen, Göttingen;  
<sup>3</sup>IVS FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky; <sup>4</sup>DES, University of Hawaii, Honolulu;  
<sup>5</sup>IPE RAS, Moscow

Nickel is a strongly compatible element in olivine, so fractional crystallization of olivine typically looks as a concave-up trend on a Fo-Ni diagram. We consider Ni-enriched olivine compositions that fall above a crystallization trend. Ni-enriched olivine crystals are abundant in mafic alkaline rocks (Fig. 1a). Unusual olivine compositional trends with Ni-enriched olivine cores were also recently found in subduction-related volcanic rocks from Kamchatka (Fig. 1b). To explain the origin of Ni-enriched olivine phenocrysts, we develop a set of theoretical and computational models to describe how primitive olivine phenocrysts from a parent (high-Mg, high-Ni) basalt re-equilibrate with an evolved (low-Mg, low-Ni) melt through diffusion. These models describe the progressive loss of Fo and Ni in olivine cores during protracted diffusion for various crystal shapes and different ratios of diffusion coefficients for nickel and forsterite, which define the curvature of Fo-Ni diffusion trends. In the case when the diffusivity of Ni is lower than that for Fo then olivine phenocrysts affected by diffusion form a concave-down trend that contrasts with the concave-up crystallization trend. Models for different simple geometries show that this result does not depend on the size of the crystals and only weakly depends on their shape. We also find that diffusion anisotropy has the same effect as effect of phenocryst shape. Thus, both the crystal shape and the diffusion anisotropy do not significantly change the concave-down diffusion trend. Three-dimensional numerical diffusion models using a range of realistic olivine morphologies with anisotropy corroborate this conclusion. Thus, the curvature of the concave-down diffusion trend is mainly determined by the ratio of Ni and Fo diffusion coefficients. The initial and final points of the diffusion trend are in turn determined by the compositional contrast between mafic and more evolved melts that have mixed to cause disequilibrium between olivine cores and surrounding melt. We present several examples of measurements on olivine from arc basalts from Kamchatka, and several published olivine datasets from mafic magmas from non-subduction settings (lamproites and kimberlites) that are consistent with diffusion-controlled Fo-Ni behaviour. In each case the ratio of Ni and Fe-Mg diffusion coefficients is indicated to be <1. These examples show that crystallization and diffusion can be distinguished by concave-up and concave-down trends in Fo-Ni diagrams, (see blue and red lines on Fig. 1).

This research was supported by DFG grant No. Wo 362/51-1, and RFBR grants No. 16-55-12040 and 20-55-50001.

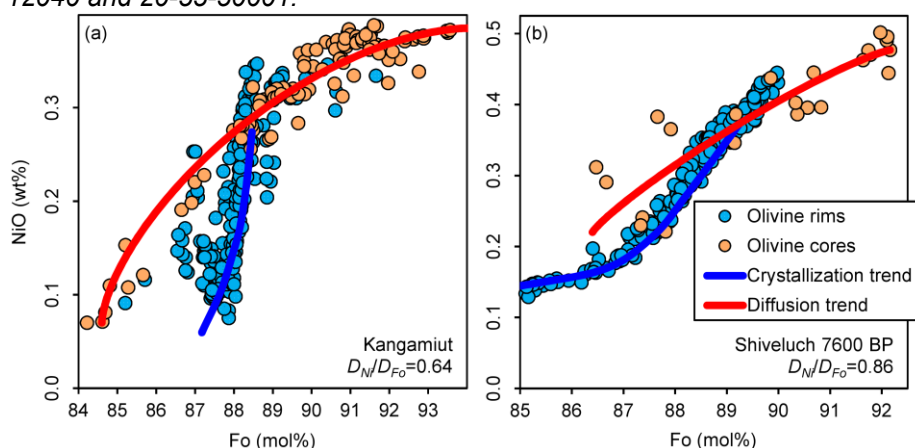


Fig. 1. Fo-Ni diagrams for olivine phenocrysts from different natural environments: (a) – kimberlite dike from the Kangamiut, West Greenland (Cordier et al., 2015), (b) – 7600 BP tuff ring on Shiveluch volcano, Kamchatka (Gordeychik et al., 2018).

## References:

- Cordier C., Sauzeat L., Arndt N.T., Boullier A.-M., Batanova V., Barou F. (2015) Metasomatism of the lithospheric mantle immediately precedes kimberlite eruption: new evidence from olivine composition and microstructures. *Journal of Petrology* 56(9): 1775–1796.
- Gordeychik B., Churikova T., Kronz A., Sundermeyer C., Simakin A., Wörner G. (2018) Growth of, and diffusion in, olivine in ultra-fast ascending basalt magmas from Shiveluch volcano. *Scientific Reports* 8(11775): 1–15.

# Age and provenance of detrital zircons from the garnet – mica schists of the Zhingeldy block of the Zheltau terrane (Southern Kazakhstan)

**Kanygina N.A.<sup>1</sup>, Pilitsyna A.V.<sup>1</sup>, Degtyarev K.E.<sup>1</sup>, Tretyakov A.A.<sup>1</sup>, Pang K.-N.<sup>2</sup>, Lee H.-Y.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia  
kanygina.nadia@gmail.com;*

<sup>2</sup>*Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan*

Within the western part of the CAO, including Kazakhstan, Tien-Shan and North-Western part of China, the Precambrian terranes are mostly composed of Mesoproterozoic and Neoproterozoic metasedimentary and metamagmatic complexes (Degtyarev et al., 2017). Based on the compositions and ages, which reflect the distinctions in the Precambrian tectono-magmatic evolution, the terranes of the western CAO are divided into two general groups (Degtyarev et al., 2017). The Issedonian (north-eastern) group including the Kokchetav, Erementau-Niyaz, Aktau-Yili, Issyk-Kul and Chinese Central Tien Shan terranes, and the Ulutau-Moyunkum (south-western) group including the Ulutau-Sarydzhaz, Karatau-Talas, Chu-Kendykta, and the studied Zheltau terranes.

The Zheltau terrane is composed of several blocks (Anrakhai, Zhingeldy and Burlin) of predominantly Proterozoic metamagmatic and metasedimentary complexes, which are separated from each other by Ordovician and Devonian volcanogenic and sedimentary formations. The Zhingeldy and Burlin blocks of the Zheltau terrane are located to the north-west and north-east from the Anrakhai block, respectively. Metamorphic formations comprising these blocks are poorly-investigated. Thus, an information on the ages, compositions and interrelationships between the metamorphic rock types or with the overlying Early Palaeozoic volcanogenic and sedimentary strata are virtually unknown.

In the structure of the Zhingeldy block two metamorphic complexes with a fault contact are distinguished, namely orthogneisses with amphibolites and metasedimentary schists with marbles. In some cases, the metamorphic complexes are overlain by Ordovician terrigenous strata with carbonates, or cut by small granitoid massifs of the Devonian age. The complex is mostly composed of variegated garnet-mica schists, which are strongly deformed and folded. Noteworthy, the schists contain similarly intensively folded lenses or layers of banded marmorised limestones and marbles. The presence of amphibolites and amphibolitised eclogites with the sizes up to 50 m is characteristic for the observed metasedimentary complex.

Major part of the detrital zircon grains population from the studied garnet – mica schists demonstrate the presence of the relic oscillatory or sectorial zoning, and rarely xenocrystic cores. They have Th/U ratios of 0.02 to 2.76, which is indicative for the primary magmatic origin. Furthermore, in many cases the zircon grains are overgrown by uranium-poor rims, which might have been related to a later recrystallisation of zircon in response to the metamorphic overprinting. The main zircon population corresponds to a range from 888 to 1253 Ma with the prominent age peaks at 975, 1099 and 1193 Ma on the probability density plot. The weaker age peaks cover the intervals of 1579–1651 Ma and 2414–2556 Ma, with the maximums at 1611 Ma and 2465 Ma, respectively. It is worth noting, that Ediacaran – Lower Cambrian (554, 581 and 600 Ma) Concordia ages have been obtained for the single zircon grains. Thus, the youngest age peaks of 554–600 Ma are thought to reflect the upper limit of deposition for the garnet-mica schists' protolith.

*This research was supported by the Russian Foundation for Basic Research (Grant Nos. 18-35-00199 mol\_a). Geochronological studies were financially supported by the Russian Science Foundation (Project No. 19-17-00101).*

## References:

Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. (2017) Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: an overview. *Gondwana Res.* 47: 44–75.

# Age and geochemistry of metagranites from the Yenisei Ridge: Siberian roots of the Central Angara terrain

**Kolesnikova A.A.<sup>1</sup>, Kuznetsov N.B.<sup>2</sup>, Priyatkina N.S.<sup>3</sup>,  
Romanuk T.V.<sup>4</sup>, Shatsillo A.V.<sup>5</sup>**

<sup>1</sup>GIN RAS, Moscow [kolata.ginras@gmail.com](mailto:kolata.ginras@gmail.com); <sup>2</sup>GIN RAS, Moscow  
[kouznikbor@mail.ru](mailto:kouznikbor@mail.ru); <sup>3</sup>Institute of Earth Sciences SPbSU, Saint Petersburg  
[nadezhda.priyatkina@gmail.com](mailto:nadezhda.priyatkina@gmail.com); <sup>4</sup>IPE RAS, Moscow [t.romanyuk@mail.ru](mailto:t.romanyuk@mail.ru);  
<sup>5</sup>IPE RAS, Moscow [shatsillo@gmail.com](mailto:shatsillo@gmail.com)

The Yenisei Ridge (YR) is a relatively small-scale structure compared with Siberian Platform. At the same time it is one of the crucial regions for detailing of Siberian history as a part of the Rodinia supercontinent during the second half of the Proterozoic eon. Currently there is no consolidated and conventional point of view on this topic.

The northern YR is divided into three following blocks: the Eastern Angara, the Central Angara (CAB) and the Isakovka. Majority of researchers working there agree with the presence of such units in the YR composition but geodynamic conditions of their formation induce a number of contradictions. Obtained new complex data provide additional proofs for Siberian genesis of the CAB foundation (Likhanov et al., 2014) in opposition to its exotic nature (Vernikovskiy et al., 2016).

In 2019 our field work took place along the middle stream of the Chapa River where we described and sampled metagranites with irregular mylonitization up to blastomylonite forming (Fig. 1). The further petrological and geochemical studies demonstrated that protolith was related to alkali-lime granites. Moreover the latter was anorogenic granites (so called A-granites) which is shown by the rare-earth and trace elements distributions. Such patterns are specific for rocks generated under post-collision intraplate geodynamic settings.

The U/Pb and Lu/Hf isotope systems were analyzed in individual crystals of an accessory zircon from the metagranites. After raw data processing the concordant U/Pb age for protolith of  $1822.3 \pm 2.7$  Ma ( $1\sigma$ ) and the Lu/Hf model age for parent rocks about 2.75 Ga were acquired.

The obtained ages represent the first documented evidence of the Early Proterozoic objects occurring in the CAB construction. Rocks with analogous ages and geochemical characteristics are known among the Siberia craton structures, for example such complexes are spread in the South Siberian post-collision magmatic belt. Thereby we have a base to revision hypothesis about exotic genesis of the CAB to the benefit of its typical Siberian foundation.

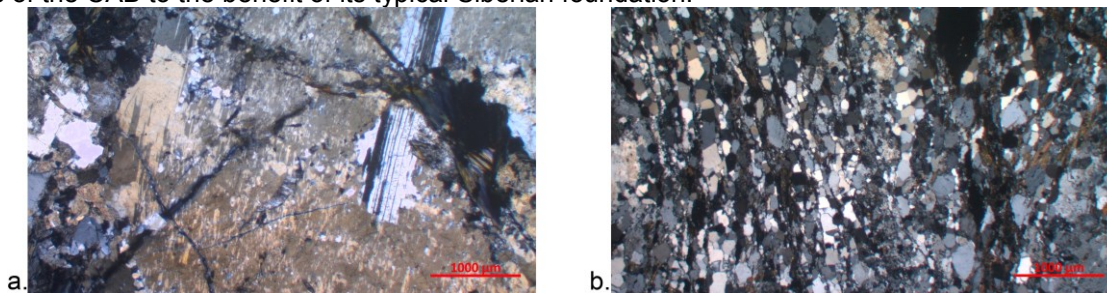


Fig. 1. Microphotos of the studied rocks: a – metagranites, b – blastomylonites; crossed polars.

*Research has been carried out following the state assignment projects of the GIN and the IPE RAS and has been supported by the Russian Foundation for Basic Research (grant 19-05-00794).*

## References:

- Vernikovskiy V.A., Metelkin D.V., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Y., Kazansky A.Y., Kadilnikov P.I., Romanova I.V., Wingate M.T.D., Larionov A.N., Rodionov N.V. (2016) Neoproterozoic tectonic structure of the Yenisey Ridge and formation of the western margin of the Siberian craton based on new geological, paleomagnetic, and geochronological data. *Russian Geology and Geophysics* 57: 47–68.
- Likhanov I.I., Nozhkin A.D., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. (2014) Grenville tectonic events and evolution of the Yenisei Ridge at the western margin of the Siberian Craton. *Geotectonics* 48: 371–389.

# Platinum-group elements, Au and Re in the Upper-Cretaceous picrites of Kamchatka

**Kutyrev A.V., Kamenetsky V.S.**

*IVS FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky anton.v.kutyrev@gmail.com*

Picrites of Tumrock Range (TR), Valaginsky Range (VR) in Eastern Kamchatka, and in Achayvayam Formation (AF) in Koryak Highlands were described as the unique high-Mg rocks of the ocean-continent transitional zone (Markovsky and Rotman, 1981) and later reclassified as formed in intra-oceanic arc settings (Zinkevich and Tsukanov, 1992). Island arc volcanic rocks are characterized by fractionated platinum-group elements (PGE) patterns (Fig. 1). The degree of fractionation strongly depends on the accumulation of chromite, which is responsible for a significant amount of Ir, Os, Ru (IGPE), and Rh (Park et al., 2017). This regularity is observed in the studied picrites. The subtraction of IPGE and Rh held by chromite showed that the initial melt for TR was about 2 grades depleted compared with a primitive mantle (PM) (Fig. 1). Pt and Pd do not vary significantly in the MgO range of 36–18 wt.% indicating their incompatible behavior. These elements content at the proposed MgO values may be taken as those of the primitive melt. Normalized values for Pt and Pd are close to 1, indicating their almost full consumption from the molten source. The probable reason for PGE fractionation is that Pt and Pd were hosted in base-metal sulfides which were dissolved due to the highly oxidized conditions typical of arc magmas, while IPGE and Rh were less mobile.

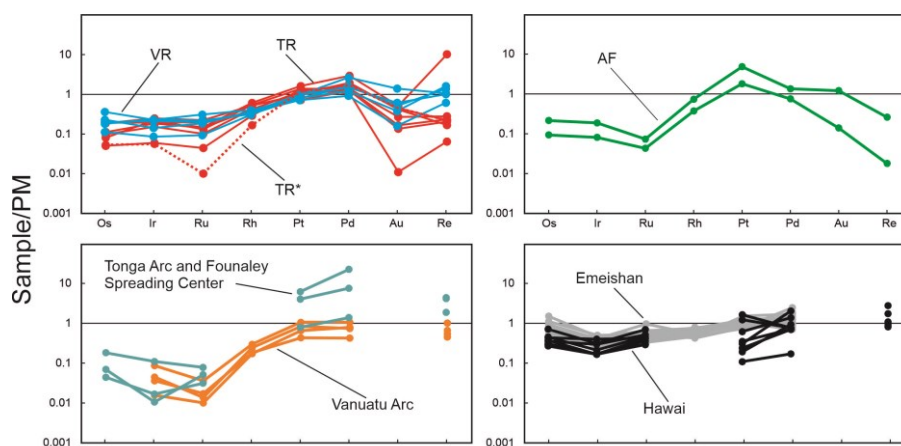


Fig. 1. Primitive mantle (PM)-normalized PGE, Au, and Re patterns of AVT picrites compared with arc, ocean island, and continental LIP. TR\* – sample Ty-24 after subtraction of PGE accumulated by chromite. MgO content (in wt.%) is 10.7–23.4 for Vanuatu, 12.4–14.0 for Tonga Arc and Founaley spreading center; 17.7–27.7 for Emeishan, 17.8–29.0 for Hawaii. Data for Hawaii – (Ireland et al., 2009); Tonga arc and Founaley spreading center – (Dale et al., 2012); Vanuatu – (Park et al., 2012); Emeishan – (Li et al., 2012). PM values after (Lyubetskaya and Korenaga, 2007).

## References:

- Ireland T.J., Walker R.J., Garcia M.O. (2009) Highly siderophile element and  $^{187}\text{Os}$  isotope systematics of Hawaiian picrites: Implications for parental melt composition and source heterogeneity. *Chem Geol* 260: 112–128. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2008.12.009
- Li C., Tao Y., Qi L., Ripley E.M. (2012) Controls on PGE fractionation in the Emeishan picrites and basalts: Constraints from integrated lithophile-siderophile elements and Sr-Nd isotopes. *Geochim Cosmochim Acta* 90: 12–32.
- Lyubetskaya T., Korenaga J. (2007) Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: 1. Method and results. *J Geophys Res Solid Earth* 112: 1–21. DOI: 10.1029/2005JB004223
- Markovsky B.A., Rotman V.K. (1981) *Geologiya i petrologiya ul'traosnovnogo vulkanizma* [Geology and petrology of ultramafic volcanism]. Nedra, Leningrad. 247 p.
- Park J.W., Campbell I.H., Eggins S.M. (2012) Enrichment of Rh, Ru, Ir and Os in Cr spinels from oxidized magmas: Evidence from the Ambae volcano, Vanuatu. *Geochim Cosmochim Acta* 78: 28–50.
- Park J.W., Kamenetsky V., Campbell I., et al. (2017) Empirical constraints on partitioning of platinum group elements between Cr-spinel and primitive terrestrial magmas. *Geochim Cosmochim Acta* 216: 393–416.
- Zinkevich V.P., Tsukanov N.V. (1992) The formation of the accretional structure of eastern Kamchatka in the Late Mesozoic and early Cenozoic. *Geotectonics* 26: 332–343.

# Fluid-magmatic interaction of granulite complex and craton: An example from the Southern Marginal Zone of the Limpopo Complex and Kaapvaal craton, South Africa

**Mityaev A.S.<sup>1,2</sup>, Safonov O.G.<sup>1,2,3</sup>, van Reenen D.D.<sup>3</sup>, Varlamov D.A.<sup>1</sup>,  
Reutsky V.N.<sup>4</sup>, Izokh O.P.<sup>4</sup>, Smit C.A.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*IEM RAS, Chernogolovka, Russia classic\_ten@mail.ru;* <sup>2</sup>*Department of Petrology and Volcanology, MSU, Russia;* <sup>3</sup>*Department of Geology, University of Johannesburg, South Africa;* <sup>4</sup>*IGM SB RAS, Novosibirsk, Russia*

Metamorphism of the cratonic rocks under tectonic effect of granulite allochthons exhumed from lower crust is accompanied by voluminous penetration of CO<sub>2</sub>-rich fluids into the granulites. In this scenario, the carbonate-rich metavolcanic and metasedimentary cratonic rocks served as a potential source for such fluids. This report considers some evidences for such source of the CO<sub>2</sub>-rich fluids in the granulites of the Southern Marginal Zone (SMZ) of the Limpopo granulite complex (South Africa), which interacted with the Kaapvaal craton during exhumation in the period of time 2690–2666 Ma.

Earlier we presented results of a study of polyphase carbonate-bearing (magnesite-siderite + pyrophyllite) inclusions in garnets from leucocratic granitoids of the SMZ (Safonov et al., 2020). It was concluded that the inclusions represented relics of the MgCO<sub>3</sub>-rich aqueous-carbonic fluids, which have been produced from some Mg-rich carbonate-bearing source. The possible candidate for this source could be metaultrabasic rocks of the adjacent craton. In order to reconstruct devolatilization process during prograde metamorphism of these greenstone rocks, experiments at 600–800°C and 7 kbar were conducted on a chlorite-amphibole-carbonate schist from the Gyani greenstone belt, which is tectonically adjacent to the Limpopo complex. The content of the magnesian component of carbonate decreases with increasing temperature suggesting a partitioning of Mg-carbonate into an aqueous-carbonic fluid. Almost complete decomposition of the carbonate between 700 and 800°C manifested a release of the fluid and the formation of ortho- and clinopyroxenes after amphibole and chlorite.

The transportation of the aqueous-carbonic fluids into granulites was majorly mediated by granitoid magmas, which have been produced by melting of rocks within the tectonic contact between the granulite complex and the adjacent craton. Melting of carbonate-bearing metasediments could facilitate both formation of the granitoid melts and the coexisting aqueous-carbonic fluids. A preliminary experiment with carbonate-bearing metapelite (Bt + Pl + Qz + Cal) at 850°C and 10 kbar showed a formation of thin films of a trachyte-tephritic melt at the boundaries between biotite, plagioclase, and quartz. They are first portions of a melt formed by partial melting of the rock with the active participation of the carbonate component. These melts progressively approach to rhyolitic composition with increasing degree of melting.

The penetration of the fluid into the SMZ granulites is recorded in the extensive development of dolomite and magnesite in the ultrabasic granulite varieties. The carbon isotopic composition of the newly formed carbonates is -5.5 – -6.0‰ (van Schalkwyk et al., 1992). To compare these isotopic data, the carbon isotopic composition of carbonates from carbonate-bearing rocks of the craton was measured in metaultrabasic, metabasic and metasedimentary rocks from the Giyani greenstone belt. The range of values -2.0 – -7.5‰, which is in good agreement with the data on magnesite from the ultrabasic granulites, supports the conclusion on the genetic relations of the carbon source in the granulites with the carbonates from the greenstone rocks.

*The study is supported by the RSCF project 18-17-00206.*

## References:

- Safonov O.G., Mityaev A.S., Yapaskurt V.O., Belyanin G.A., Elburg M., Rajesh H.M., Golunova M.A., Shcherbakov V.D., Butvina V.G., van Reenen D.D., Smit A.C. (2020) Carbonate-silicate inclusions in garnet as evidence for a carbonate-bearing source for fluids in leucocratic granitoids associated with granulites of the Southern Marginal Zone, Limpopo Complex, South Africa. *Gondwana Research* 77: 147–167.
- van Schalkwyk, J.F., van Reenen, D.D. (1992) High-temperature hydration of ultramafic granulites from the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt by infiltration of CO<sub>2</sub>-rich fluid. *Precambrian Research* 55: 337–352.



# Trace element characteristics of pyroxene, apatite and calcite in the Kovdor intrusion (Kola Peninsula, Russia)

**Nikolenko A.M.<sup>1</sup>, Wohlgemuth-Ueberwasser C.C.<sup>2</sup>, Mikhailova Yu.A.<sup>3</sup>, Veksler I.V.<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia [nikolenkoam@igm.nsc.ru](mailto:nikolenkoam@igm.nsc.ru); <sup>2</sup>GFZ German Research Centre for Geosciences, Potsdam, Germany; <sup>3</sup>Geological Institute of KSC RAS, Apatity, Russia

In this study we attempt to reconstruct the concentrations of rare metals in evolving magma of the Kovdor intrusion in Kola Peninsula. Our estimations are based on the study of trace elements distribution between clinopyroxene, calcite and apatite. In PM-normalized trace elements plots (Fig. 1 a, b) clinopyroxenes from peridotite and clinopyroxenite show similar REE patterns with gradual slope towards the heavy REE, average  $(La/Yb)_{PM}$  ratio of 12 in peridotite, and 20 in clinopyroxenite. The plots are characterized by negative U, Pb and slight Hf anomalies. The PM-normalized trace elements plots of clinopyroxenes from melteigite to nepheline syenite show a similar sinuous pattern of REE distribution with wide trough in the middle of the heavy-REE range (Fig. 1 c, d). The highest total REE concentrations (up to 82 ppm) in clinopyroxene occur in nepheline syenite, whereas in melteigite it has the lowest REE values (up to 25 ppm). In nepheline syenite and ijollite clinopyroxenes are markedly enriched in Zr and Hf (up to 1450 ppm and 60 ppm, respectively) than in melteigite. The REE patterns in clinopyroxenes from phoscorite are steep and relatively smooth. In PM-normalized trace-element diagrams negative anomalies are observed for Pb, U, Ba and Hf in most primitive clinopyroxenes of peridotite and clinopyroxenite (Fig. 1 f).

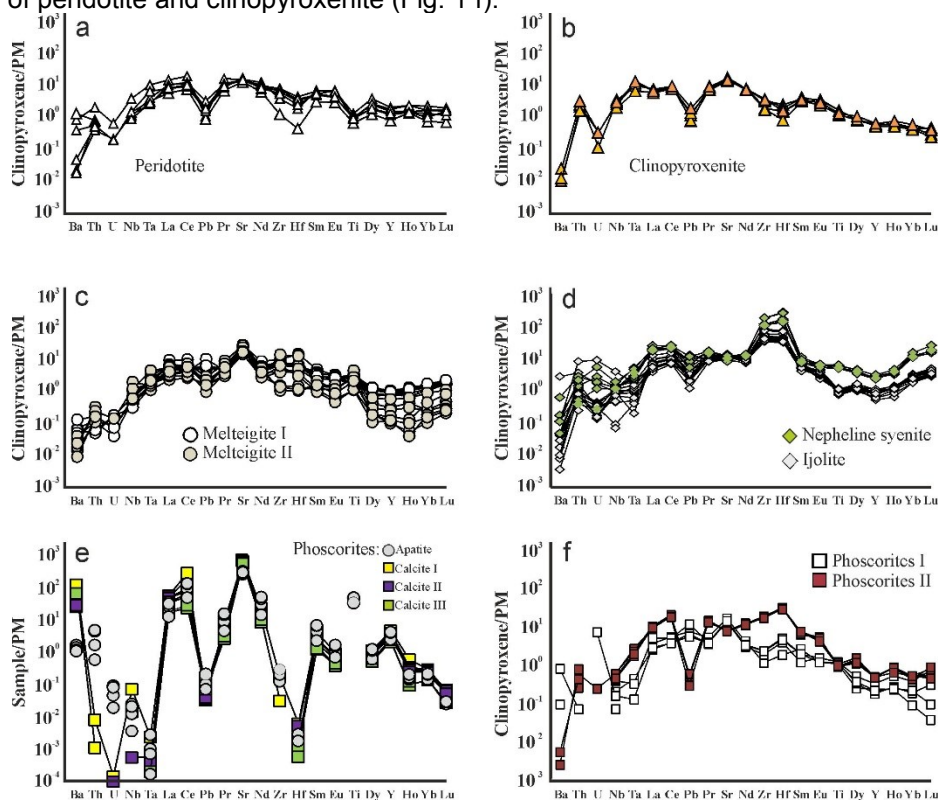


Fig. 1. Primitive mantle – normalized plots of clinopyroxene, calcite and apatite from the Kovdor rocks.

Fluorapatite compositions in phoscorites are characterized by strong enrichments in light REE with average  $La_{pm}/Yb_{pm}$  ratio is 110. In PM-normalized trace-element diagrams these patterns are characterized by positive Ti, Y and Sr, and negative Pb, Ta, and Hf anomalies relative to neighboring elements (Fig. 1 e). All calcites of phoscorites are enriched in light REE and characterized by positive Ba, Sr and Y, and negative Th, Ta, Pb, and Hf anomalies. Calcite patterns show the lowest U and Th, and the highest Ba values compared with apatites. Trace element characteristics of minerals from strongly differentiated rocks, e.g., phoscorite, imply crystallization from an emulsion of immiscible carbonatite and silicate liquids.

*This work was funded by RSF grant 19-17-00013.*

# Quaternary arc magmatism at the Northern part of Sredinny Range on Kamchatka: preliminary report

Nishizawa T.<sup>1</sup>, Nakamura H.<sup>2,3</sup>, Churikova T.G.<sup>4</sup>,  
Gordeychik B.N.<sup>5</sup>, Ishizuka O.<sup>6</sup>, Pevzner M.M.<sup>7</sup>, Iwamori H.<sup>3,8,9</sup>

<sup>1</sup>Volcanic Fluid Research Center, School of Science, Tokyo Institute of Technology, Tokyo, Japan [nishizawa.t.ad@m.titech.ac.jp](mailto:nishizawa.t.ad@m.titech.ac.jp); <sup>2</sup>Institute of Earthquake and Volcano Geology, Geological Survey of Japan/AIST, Tsukuba, Japan; <sup>3</sup>Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology, Tokyo, Japan; <sup>4</sup>Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia; <sup>5</sup>Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia; <sup>6</sup>Institute of Geology and Geoinformation Geological Survey of Japan/AIST, Tsukuba, Japan; <sup>7</sup>Geological Institute RAS, Moscow, Russia; <sup>8</sup>Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, Bunkyo, Japan; <sup>9</sup>Research Institute for Marine Geodynamics, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokosuka, Japan

Kamchatka is a volcanic arc composed of three volcanic belts corresponding to the subduction of the northern part of the Pacific Plate. One of the volcanic belts, the Sredinny Ridge (SR) in the back arc region, extends north into the aseismic zone. We explored the northern part of SR (N-SR) (fig. 1), and found several Middle-Upper Pleistocene volcanic edifices. In order to understand the geodynamic and magmatic features, we carried out petrological and geochemical studies of the collected lava samples. All basalts and andesites have typical arc signatures such as positive Pb peaks, indicating subduction is involved. Most rocks are medium-K basaltic andesites, although the lavas of the Cone X located 10 km SSE from the Tobel'tsen cone are high-K andesites and dacites. Based on geophysical data and tectonic models, we assume that the relatively young volcanism that we discovered in the N-SR reflects the sequential attenuation of the movement of chips/microplates located between a series of transform zones Aleutian – Bering – Alpha – Beta – Gamma. These results are in good agreement with the geodynamic reconstruction of Seliverstov for time interval 1.8–0.05 Ma.

This research was supported by JSPS grant No. JPJSBP120204804, and RFBR grant No. 20-55-50001.

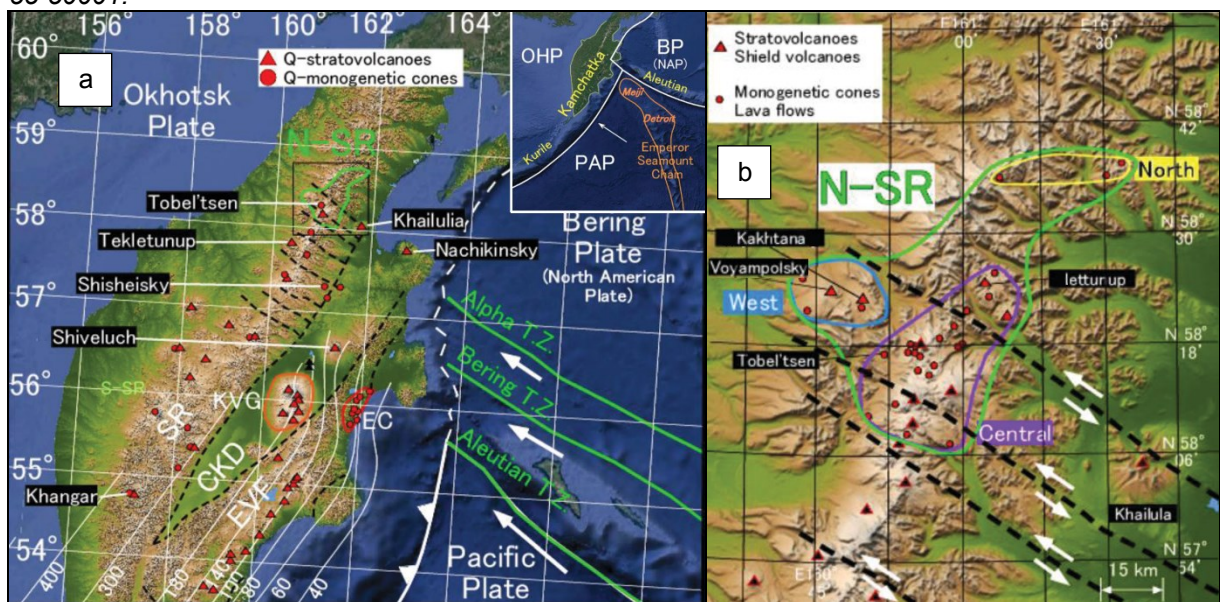


Fig. 1. Plate tectonic, geological structures and detailed map of the studied area. (a) The inset shows the plate tectonic setting. Green lines represent the transform zones. Red triangles and circles represent the Quaternary stratovolcanoes and monogenetic cones respectively on the three volcanic belts; the Eastern Volcanic Front (EVF), the Central Kamchatka Depression (CKD), and the Sredinny Range (SR). KVG – Klyuchevskaya Volcanic Group; EC – monogenetic volcanism at eastern cost of Kamchatka. White thin lines show depths to the subducting PAP slab. Black dashed lines represent faults. The area surrounded by green line is the N-SR. (b) Enlarged map of N-SR, which is subdivided into three areas; North (yellow), Central (purple), and West (blue). Red filled symbols are the sampling places.

# High-pressure complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): first geochronological and geochemical data

Pilitsyna A.V., Degtyarev K.E., Tretyakov A.A.

*Geological Institute RAS, Moscow an.pilitsyna@gmail.com*

In the structure of the North-Balkhash ophiolite zone located in the central part of the Dzhungar-Balkhash domain of Kazakhstan, high-pressure complexes represented by phengite eclogites and garnet-phengite-glaucophane schists have been identified in 2018 for the first time ever (Pilitsyna et al., 2019). The high-pressure rocks formed at the peak stage of P 14–16 kbar; T 550–600°C, are enclosed as blocks in serpentinite mélange along with the tectonic slices of silicic, basaltic, tuffaceous formations and fragments of residual (harzburgites) or layered (wehrlites, gabbroids) complexes as well as jadeitites and strongly deformed diorites with plagiogranites. Volcanogenic rocks comprise the Middle Darriwilian OIB-type Itmurundy Fm., Darriwilian-Katian N-MORB-type Tyuretay Fm. and island-arc Sandbian-Katian Dzhamanshurok Fm. The diorites show a mean U-Pb age of ca. 500 Ma (Safonova et al., 2020) whereas the plagiogranites demonstrate the similar U-Pb age of 498±8 Ma (Degtyarev et al., under review).

Yermolov & Kotelnikov (1991) recognized poorly described garnet amphibolites and provided U-Pb age of 450 Ma for zircons from the Ab-Act schists, which were considered to have been formed after jadeitites. However, the recent petrological observations allowed to conclude that the schists contain relics of glaucophane and phengite and apparently represent strongly retrogressed blueschists; hence, the obtained age might reflect one of the stages of their metamorphic evolution. The eclogites show SiO<sub>2</sub> (42 wt.%) with FeO<sub>tot</sub> (20.6 wt.%) and TiO<sub>2</sub> (2 wt.%), and nearly undifferentiated spectra of REE distribution with slight depletion in LREE ((La/Yb)<sub>n</sub> 0.8), consistent to N-MORB basalts. In turn, the garnet-glaucophane-phengite schists demonstrate SiO<sub>2</sub> (65 wt.%) with FeO<sub>tot</sub> (8.7 wt.%) and ΣK<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O (4.9 wt.%), and differentiated REE spectra ((La/Yb)<sub>n</sub> 4), similar to those observed from the diorites and granitoids of the ophiolite zone. Zircons from the blueschists display cores with the oscillatory zoning preserved, which yielded nearly unimodal <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U age distribution of 489±4 Ma (SHRIMP II). Uranium-rich rims are characteristic for all the observed zircons and display average age of 378±3 Ma, which likely reflect the timing of the overprinted high-grade metamorphic fluid-mediated processes. Phengite separated from the garnet-glaucophane schists yielded <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar plateau age of 465±5 Ma, indicating the timing of high-pressure metamorphism occurrence.

Thus, the eclogites of the North-Balkhash ophiolite zone apparently represent a metamorphosed analogue of the Tyuretay Formation, whereas the blueschists were formed after eroded Late Cambrian diorite-to-granitoid complexes; the rocks were involved into subduction in Ordovician.

*The study was funded by Russian Science Foundation (project № 19-17-00101).*

## References:

- Degtyarev K., Luchitskaya M., Tretyakov A., Yakubchuk S. Cambrian supra-subduction complexes of the North-Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): geochronology, geochemistry and tectonic implications. Under review.
- Pilitsyna A., Degtyarev K., Tretyakov A. (2019) First find of phengite eclogites and garnet-glaucophane schists associated with jadeitites in the Kenterlau-Itmurundy serpentinite mélange (North Balkhash ophiolite zone; Central Kazakhstan). In: Abstract Volume of the 13<sup>th</sup> International Eclogite Conference. KRC RAS, Petrozavodsk: 65.
- Safonova I., Savinskiy I., Perfilova A., Gurova A., Maruyama S., Tsujimori T. (2020) The Itmurundy Pacific-type orogenic belt in northern Balkhash, central Kazakhstan: revisited plus first U-Pb age, geochemical and Nd isotope data from igneous rocks. *Gondwana Research* 79: 49–69.
- Yermolov P., Kotelnikov P. (1991) Composition and origin of Itmurundinskii melange jadeitites (North Balkhash region). *Russian Geol. Geophys.* 2: 49–58.

# Heat vs. fluids: crustal metamorphism and anatexis

**Safonov O.G.**<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>*IEM RAS, Chernogolovka oleg@iem.ac.ru;* <sup>2</sup>*Geological Faculty, Moscow State University, Moscow*

Geophysical data and study of crustal xenoliths in volcanics infer (e.g. Rudnick, Fountain, 1995) that the lower continental crust is predominantly composed of basic-to-intermediate rocks metamorphosed under upper-amphibolite to granulite facies conditions, whereas the middle crust consists of voluminous amphibolite-facies tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG) gneisses. Since the Archean, such structure of the continental crust has been created owing to two major processes. Accumulation of mantle-derived magmas formed lower crust and provided heat and fluids for the metamorphism of supracrustal rocks (Bohlen, Mezger, 1989). This triggered a gravitational sinking of a greenstone material with an opposite diapiric rise of high-grade gneissic masses, mediated by extensive granite magmatism (Perchuk et al., 2011).

Some models consider granulites at different levels of the crust as restites after fluid-deficient or dehydration partial melting and separation of granitoid melts (Clemens, 1990; Vielzeuf et al., 1990). The major factor for such melting is a high heat flow. It is generally substantiated by existence of ultrahigh-temperature (UHT), >900°C, granulite terrains (e.g. Kelsey, Hand, 2015). Radioactive heat production in thickened crust and an elevated heat flow in the back-arc basins are invoked to attain the dehydration melting (e.g. Clark et al., 2011). Mantle-derived basic and even hot granitoid melts are able to provoke this process, as well. Dehydration melting of aluminous metasediments and graywakes at 800-850°C adequately explains formation of S-type granites.

However, the dehydration melting not always is able to explain appearance of I-type tonalites and trondjemites by melting of TTG gneisses and amphibolites, which produce sufficient melt volumes just above 900°C. Addition of external aqueous fluids is necessary to produce such magmas (e.g. Weinberg, Hasalová, 2015). Complex H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-salt fluids provoke generation of charnockites and A-type alkali-rich granitoid-syenite complexes (Aranovich et al., 2013; Safonov et al., 2014).

*The study is supported by the Russian Scientific Foundation (project 18-17-00206).*

## References:

- Aranovich L.Y., Newton R.C., Manning C.E. (2013) Brine-assisted anatexis: Experimental melting in the system haplogranite-H<sub>2</sub>O-NaCl-KCl at deep-crustal conditions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 374: 111–120.
- Bohlen S., Mezger K. (1989) Origin of granulite terranes and the formation of the lowermost continental crust. *Science* 244: 326–329.
- Clark C., Fitzsimons I.C., Healy D., Harley S.L. (2011) How does the continental crust get really hot? *Elements* 7: 235–240.
- Clemens J.D. (1990) The granulite–granite connection. In: Vielzeuf, D., Vidal, P. (Eds.) *Granulites and Crustal Evolution*. Kluwer Academic Publ, Dordrecht: 25–36.
- Kelsey D.E., Hand M. (2015) On ultrahigh temperature crustal metamorphism: phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings. *Geosci. Front.* 6: 311–356.
- Perchuk L.L., Gerya T.V., van Reenen D.D., Kramers J.D., McCourt S. (2011) Formation and evolution of Precambrian granulite terranes: a gravitational redistribution model. *Geological Society of America Memoirs.* 207: 289–310.
- Rudnick R.L., Fountain D.M. (1995) Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspectives. *Reviews in Geophysics* 33: 267–309.
- Safonov O.G., Kosova S.A., van Reenen D.D. (2014) Interaction of biotite-amphibole gneiss with the H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-(K, Na)Cl fluids at 550 MPa and 750 and 800°C: experimental study and applications to dehydration and partial melting in the middle crust. *J. Petrol.* 55: 2419–2456.
- Stevens G., Clemens J. D. (1993) Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere: a slanted summary? *Chem. Geol.* 108: 1–17.
- Weinberg R.F., Hasalová P. (2015) Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos* 212–215: 158–188.
- Vielzeuf D., Clemens J.D., Pin C., Moinet E. (1990) Granites, granulites, and crustal differentiation. In: Vielzeuf D., Vidal P. (Eds.) *Granulites and Crustal Evolution*. Kluwer Academic Publ.: 59–85.

# P-T conditions of mineral equilibria in garnet-biotite crustal xenoliths from the Yubileinaya and Sytykanskaya kimberlite pipes, Yakutia

**Seliutina N.E.**<sup>1,2</sup>, **Safonov O.G.**<sup>1,2</sup>, **Yapaskurt V.O.**<sup>1</sup>, **Varlamov D.A.**<sup>2</sup>,  
**Sharygin I.S.**<sup>3</sup>, **Konstantinov K.M.**<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup>*M.V. Lomonosov Moscow State University, Department of Geology, Moscow seliutinane@gmail.com;* <sup>2</sup>*D.S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka;* <sup>3</sup>*Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk;* <sup>4</sup>*Geological Research Enterprise of «ALROSA» PJSC, Mirny*

This study provides the results of research of the garnet-biotite crustal xenoliths from the Yubileinaya and Sytykanskaya kimberlite pipes of the Alakit-Markhinsky field (Siberian craton). These pipes are almost coeval: 363±13 Ma for the Sytykanskaya pipe (Kravchinsky et al., 2002) and 372±4.8 Ma for the Yubileinaya pipe (Sun et al., 2014).

The studied xenoliths are represented by the assemblage of Grt+Bt+Pl+Kfs±Opx. Quartz is absent in the rocks. The rocks are coarse-grained porphyroblastic with garnets grains of up to 1 cm in size, rocks are slightly foliated. A distinctive feature of the rocks is an abundance of potassium feldspar. Garnet grains are compositionally homogeneous in cores with respect to Mg, Fe and Ca, whereas rims show lower contents of Mg and Ca. Garnet contains rare inclusions of orthopyroxene and abundant inclusions of biotite, zircon and monazite. Biotites are characterized by high F (1.5 wt.% in cores and up to 2.2 in rims) and TiO<sub>2</sub> (up to 7.8 wt.%) contents which are typical for high temperature rocks. Biotites in the matrix and in inclusions practically do not differ in F, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, but differ in MgO. A higher #Mg of biotite in inclusions with a decrease in the #Mg of the host garnet indicates an active Fe-Mg exchange between minerals during cooling. This exchange did not affect biotite grains in the rock matrix. Despite the secondary alteration, orthopyroxene relics are preserved both as inclusions in garnet and as individual grains in the rock matrix. Orthopyroxene in the rock matrix differs from inclusions by lower and more variable Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content. Plagioclase occurs both as separate grains and as lamellae in potassium feldspar.

Calculations using the TWQ software version 2.3 (Berman, 2007) indicate consistent temperatures 610–680°C for the garnet-orthopyroxene and 640–670°C for garnet-biotite Mg-Fe exchange equilibrium. The Al content in orthopyroxene coexisting with garnet corresponds to pressure of 4.2–6.0 kbar. The calculations using the Grs+2Prp+Kfs+H<sub>2</sub>O=Phl+3En+3An equilibrium demonstrate that the compositions of coexisting minerals in the garnet-biotite rocks correspond to water activity 0.03–0.04. Such extremely low water activity could probably manifest an interaction of the rocks with highly concentrated alkaline brines. The extensive development of potassium feldspar and the absence of quartz in the rocks confirm this assumption.

*The study is supported by the Russian Science Foundation project 18-17-00206.*

## References:

- Berman R.G. (2007) winTWQ (version 2.3): a software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations. Geological survey of Canada, open file, 5462, 41.
- Sun J., Liu C.Z., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu F.Y., Yakovlev D., Yang J.H. (2014) Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: insights from in situ U–Pb and Sr–Nd perovskite isotope analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 404: 283–295.
- Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J-P., Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S. (2002) Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma. *Geophys. J. Int.* 48: 1–33.

# A new look at the structure of the Pacific lithosphere near the Northwestern segment of the Aleutian Subduction Zone: as it evidenced from petrology and geochemistry of mafic-ultramafic rock assemblages of Stalemate and Shirshov Rises

Silantyev S.A.

*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Moscow  
silantyev@geokhi.ru*

Main object of this study was rock samples collected by dredging conducted during 201-st and 249-th cruises of German R/V "Sonne" at Stalemate Rise (NW Pacific) and Shirshov Rise (Bering Sea) in 2009 and 2016. Dredges in the Northwestern sector of the Stalemate Rise (Fig. 1) and central part of the Shirshov Rise show that the plutonic and metamorphic rocks obtained here are amazingly similar. Mafic-ultramafic rock assemblage that established in these regions is typical of cumulate portions of ophiolite complexes and back-arc spreading centers. The new data on structure and composition of the Pacific lithosphere subducted under the Western segment of Aleutian Island Arc presented in (Silantyev et al., 2012–2019; Krasnova et al., 2013) indicate that the real structure of the Northwestern segment of Stalemate Rise does not correspond to a proposed earlier in (Lonsdale, 1988) model image suggesting it belongs to the canonical type of the oceanic lithosphere. The lithosphere section of this region includes mafic-ultramafic complexes originated from parental melts related to mantle substratum which is not belonging to mantle reservoirs of the oceanic type (DM). On other hand, the tectonic remobilization of the lithosphere in the same Stalemate segment suggested by (Lonsdale, 1988) is confirmed by the results of dredging carried out at a few sites locate here. Data presented in (Silantyev et al., 2012) implies that dismembered blocks of lithosphere have experienced here uplift followed by subsidence with amplitudes of several thousand meters. These tectonic events led to the combination of lithosphere blocks formed possibly in contrasting geodynamic settings. Fragments of magmatic complexes formed during suprasubduction magmatism are similar with mafic-ultramafic association of Shirshov Rise maybe participated in construction of the Northwestern segment of Stalemate Rise.

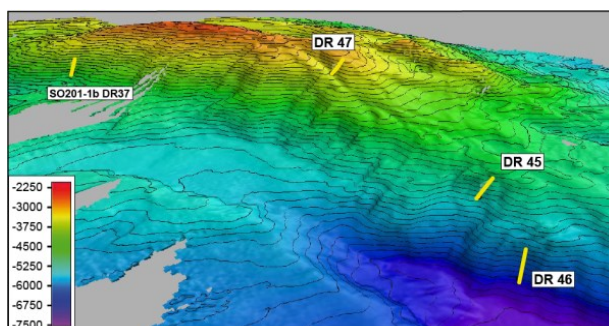


Fig. 1. Bathymetric map of NW segment of Stalemate Rise with Dredging Sites localities. Deep blue color marks Aleutian Trench (adopted from GEOMAR RV Sonne Cruise Report SO249)

*This study was supported by the RFBR project no. 18-05-00001a, Cruises SO201 and SO249 were supported by the Ministry for Science and Education of Germany.*

## References:

- Silantyev S.A., Novoselov A.A., Krasnova E.A., et al. (2012) Silicification of peridotites at the Stalemate Fracture Zone (Northwestern Pacific): reconstruction of the conditions of low-temperature weathering and tectonic interpretation. *Petrology* 20(1): 21–39.
- Krasnova E.A., Portnyagin M.V., Silantyev S.A., et al. (2013) Two-stage evolution of mantle peridotites from the Stalemate Fracture Zone, Northwestern Pacific. *Geochem. Int.* 51(9): 683–695.
- Silantyev S.A., Kubrakova I.V., Portnyagin M.V., et al. (2018) Ultramafic–Mafic Assemblage of Plutonic Rocks and Hornblende Schists of Shirshov Rise, Bering Sea, and Stalemate Ridge, Northwest Pacific: Geodynamic Interpretations of Geochemical Data. *Petrology* 26(5): 492–514.
- Silantyev S.A., Kostitsyn Ya.A., Shabykova V.V., et al. (2019) Geodynamic Nature of Magmatic Sources in the Northwest Pacific: An Interpretation of Data on the Sr and Nd Isotope Composition of Rocks Dredged at the Stalemate Ridge, Ingenstrom Depression, and Shirshov Rise. *Petrology* 27(6): 655–674.
- Lonsdale P. (1988) Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implications. *Geological Society of America Bulletin* 100: 733–754.

# Silicate liquid immiscibility in magmas

Veksler I.V.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>German Research Centre for Geosciences GFZ, Potsdam; <sup>2</sup>University of Potsdam, Institute of Geosciences, Germany [veksler@gfz-potsdam.de](mailto:veksler@gfz-potsdam.de)

Silicate liquid immiscibility is rooted in fundamental properties of silicate melts and highlights the distinction between two types of components in melt structure, network formers (e.g., Si and Al) and network modifiers (e.g., Na, K, Ca and Fe<sup>2+</sup>). Forces responsible for silicate melt unmixing at the atomic level are electrostatic and repulsive in nature. Significant Coulombic repulsions build up between network-modifying cations that are poorly shielded by oxygen anions, and they may eventually result in melt unmixing and phase separation. The higher the ionic potential of modifier cations, the greater are the Coulombic repulsions between them, and the greater the tendency of melt to immiscibility.

Silicate liquid immiscibility in common basaltic magmas usually takes place at advanced stages of magma evolution (temperatures below 1050°C) and results in formation of immiscible melt strongly enriched in Fe oxides (up to 35 wt.% FeO<sub>2</sub>) coexisting with a Si-rich melt similar in composition with rhyolite. Immiscible droplets of glasses trapped in the mesostasis of basalts have been recognized worldwide in both tholeiitic and alkaline series. The immiscible microtextures in fresh, unweathered volcanic rocks consist of dark Fe-rich spheres, usually smaller than 10 µm, enclosed in a silica-rich glass. Dark globules are commonly finely crystallized to Fe-Ti oxides, Fe-rich pyroxene and other fine-grained material whereas the glassy texture of the silica-rich component is usually better preserved. Examples of immiscibility textures in volcanic rocks are presented in Fig. 1. Many researches have not considered immiscible microtextures as sufficient evidence for potential role of immiscibility as a large-scale process of magma differentiation. However, silicate liquid immiscibility implies a compositional gap, the absence of intermediate compositions between the coexisting liquid pairs. Notably, the absence of intermediate compositions is a major characteristic of tholeiitic series.

More and more evidence for immiscibility between two silicate melts in mafic layered intrusions has been collected during the last decade. Melt inclusions of contrasting composition trapped in cumulus phases offer the most obvious proof for the coexistence of equilibrium paired melts, as first described in the Skaergaard intrusion in East Greenland (Fig. 1b). Immiscibility has been proposed as a mechanism behind the formation of Fe-Ti-P ore deposits in layered plutonic rocks, and by analogy, could also be important for the origin of Kiruna-type iron ore deposit.

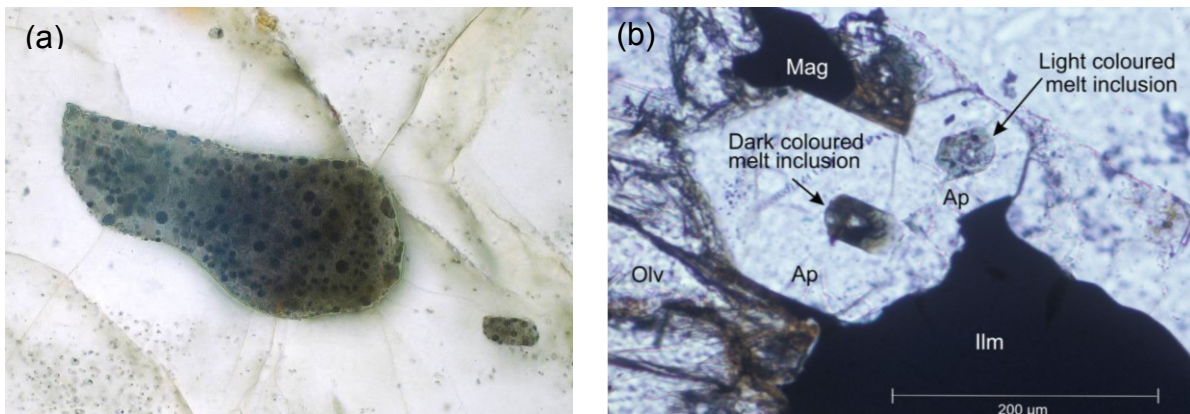


Fig. 1. Liquid immiscibility microtextures in volcanic and plutonic rocks. (a) Emulsion of Fe-rich droplets in Si-rich glass trapped as inclusion in plagioclase crystal. Mull subvolcanic complex in Scotland. Width of the photo – 0.2 mm. (b) Contrasting melt inclusions in cumulus apatite crystals in the Upper Zone of the Skaergaard layered intrusion, East Greenland. Dark coloured inclusion of the Fe-rich melt coexisting with light coloured melt inclusion of Si-rich melt.

Научное издание

**Материалы XII Международной школы по наукам о Земле  
имени профессора Л.Л. Перчука (ISES-2020)**

**11-15 сентября 2020 г.**

Подписано в печать 14.09.2020

Формат 210x297/8. Усл.-печ. л. 10. Заказ №4416

Отпечатано с готового оригинал-макета, подготовленного в ИВиС ДВО РАН,  
в ООО "Камчатпресс", 683017, г. Петропавловск-Камчатский, ул. Кроноцкая, 12а.  
тел. 8(4152) 46-77-11, 46-77-70

© Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2020

© Коллектив авторов, 2020