



**XIII ВСЕРОССИЙСКОЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ**  
(с участием зарубежных ученых)

# **ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

Материалы совещания



© <https://news.uchicago.edu/story/new-study-helps-pinpoint-when-earths-tectonic-plates-began>

**ТОМ 3  
Р-Я, D-W**

**Иркутск  
2021**

Российская Академия Наук / Отделение наук о Земле  
Межведомственный Петрографический комитет  
Министерство науки и высшего образования / Сибирское отделение РАН  
ФГБУН Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН  
ФГБУН Институт земной коры СО РАН

# **ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания  
(с участием зарубежных ученых)

*06–13 сентября 2021 г.*

*г. Иркутск*

**ТОМ 3  
Р-Я, D-W**

Иркутск  
2021



УДК 551+552  
ПЗ0

**Петрология и геодинамика геологических процессов:** Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). 06–13 сентября 2021 г. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2021. – В 3-х томах. – Т. 3. – 302 с.

В книгах представлены материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых), которое проведено в г. Иркутске 06-13 сентября 2021 г. Организаторами совещания являются Институт геохимии им. А.П. Виноградова и Институт земной коры Иркутского филиала Сибирского отделения Российской академии наук, а также Межведомственный петрографический комитет Отделения Наук о Земле РАН. Основное научное направление совещания, сформулированное как «Петрология и геодинамика геологических процессов», объединяет различные аспекты в изучении истории геологического развития и строения Земли. Материалы совещания демонстрируют необходимость комплексного подхода в геологических исследованиях для решения поставленных задач и широкого использования не только классических петрографических методов, но и методов таких направлений геологической науки, как геохимия, минералогия, петрология и геодинамика. В итоговую программу совещания и в настоящее издание включены материалы докладов по следующим научным направлениям: «Магматизм различных геодинамических обстановок»; «Метаморфизм и литогенез»; «Петрогенезис и минералогия глубинных оболочек Земли»; «Магматизм, метасоматоз и рудообразование»; «Изоотно-геохимические исследования в петрологии»; «Экспериментальное и физико-химическое моделирование геологических процессов»; «Региональная петрография, классификация и номенклатура горных пород, подходы и перспективы. Петрография в образовательном процессе и междисциплинарных исследованиях».

В связи с тем, что 2021 год является юбилейным в развитии российско-монгольского сотрудничества, в программу совещания и в книги включены материалы докладов российских и монгольских ученых в рамках специальной научной сессии «Итоги совместных российско–монгольских геологических исследований в связи со 100-летием установления дипломатических отношений». В материалах этой сессии содержатся сведения об истории многолетних совместных исследований российских и монгольских специалистов и о результатах совместных проектов по геологии, геохимии, геодинамике, минералогии, петрографии, петрологии, полезным ископаемым и экологии Монголии.

Представленные в настоящем издании материалы совещания демонстрируют последние достижения в геологических науках, результаты междисциплинарных исследований, новые нетривиальные подходы к решению различных вопросов петрографии и петрологии горных пород, проблем рудообразования, а также современные представления о классификации и номенклатуре магматических и метаморфических горных пород.

Материалы сборника представляют интерес для широкого круга специалистов в области Наук о Земле и студентов геологических специальностей средних и высших учебных заведений.

*Материалы 3-х томного издания помещены в книгах последовательно в алфавитном порядке по фамилии первых авторов статей и имеют авторский указатель.*

*Председатели Оргкомитета совещания:  
академик РАН Кузьмин Михаил Иванович  
чл.-корр. РАН Самсонов Александр Владимирович*

*Заместители председателей совещания:  
чл.-корр. РАН Гладкочуб Дмитрий Петрович  
д.г.-м.н. Перепелов Александр Борисович  
академик РАН Ярмолюк Владимир Викторович*

*Ученый секретарь совещания:  
к.г.-м.н. Алымова Наталья Викторовна*

*Редакторы материалов совещания:  
к.г.-м.н. Радомская Татьяна Александровна  
к.г.-м.н. Канева Екатерина Владимировна*

Утверждено к печати Ученым советом ИГХ СО РАН

ISBN 978-5-94797-388-4 Общий том  
ISBN 978-5-94797-391-4 Том 3

© ИГХ СО РАН, 2021



## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Радомская Т.А., Канева Е.В., Марфин А.Е., Черкасова Ю.В., Суворова Л.Ф., Владыкин Н.В.</b> ФРЕСНОИТ – ПЕРВАЯ НАХОДКА В ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТАХ МАССИВА ИНАГЛИ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)	11
<b>Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В.</b> РЬ-ИЗОТОПНАЯ ВОЗРАСТНАЯ СИСТЕМАТИКА ИСТОЧНИКОВ ПОЗДНЕФАНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД – КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ГЛОБАЛЬНОЙ ДИНАМИКИ ЗЕМЛИ	14
<b>Рафиков Я.М.</b> ВОЗРАСТ ПО ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ КАРБОНОВЫХ ГРАНОДИОРИТОВ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ	17
<b>Рахимов И.Р., Готтман И.А., Холоднов В.В.</b> ГЕОХИМИЯ АКЦЕССОРНОГО АПАТИТА ИЗ СУЛЬФИДОНОСНЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВ ХУДОЛАЗОВСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОГО УРАЛА: ИНДИКАТОРНОЕ ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ	18
<b>Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П.</b> АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАМОРФИЗМА	21
<b>Романько А.Е., Имамвердиев Н.А., Викентьев И.В., Савичев А.Т., Рашиди Б., Хейдари М.</b> КАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ, МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ И РУДОНОСНОСТИ НА ВОСТОКЕ ИРАНА И МАЛОМ КАВКАЗЕ, БЛИЖНИЙ ВОСТОК: ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ИМЕЮЩЕГОСЯ МАТЕРИАЛА, ПРЕДЛОЖЕНИЯ И ОБСУЖДЕНИЕ	22
<b>Рычагов С.Н., Сандиминова Е.И., Кравченко О.В., Чернов М.С.</b> ВЛИЯНИЕ ЩЕЛОЧНОГО ФЛЮИДА НА ЗОНУ АРГИЛЛИЗАЦИИ СОВРЕМЕННОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ	25
<b>Рязанцев А.В., Голионко Б.Г., Скобленко А.В., Соболев С.Н.</b> ЭКЛОГИТЫ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА И ПРОТОЛИТА	29
<b>Рязанцев А.В., Голионко Б.Г., Скобленко А.В., Стифеева М.В., Плоткина Ю.В., Сальникова Е.Б.</b> ВОЗРАСТ ЭКЛОГИТОВ ТУЛЕПСАЙСКОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНЫХ МУГОДЖАР	33
<b>Савина Е.А., Перетяжко И.С., Хромова Е.А., Глушкова В.Е.</b> ПРОЦЕССЫ НИЗКОБАРИЧЕСКОГО ПЛАВЛЕНИЯ КАЛЬЦИТА И ОБРАЗОВАНИЯ МЕЛИЛИТ-НЕФЕЛИНОВЫХ ПАРАЛАВ В ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ МОНГОЛИИ	34
<b>Савко К.А., Самсонов А.В., Кориш Е.Х., Червяковский В.С., Цыбуляев С.В., Базиков Н.С.</b> ДУБРАВИНСКИЙ КОМПЛЕКС ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ НЕОАРХЕЯ (КУРСКИЙ БЛОК, САРМАТИЯ): ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА	36
<b>Савко К.А., Самсонов А.В., Кориш Е.Х., Ларионов А.Н., Червяковская М.В.</b> ПАЛЕОАРХЕЙСКАЯ КОРА КУРСКОГО БЛОКА САРМАТИИ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА	39



<b>Сазонова Л.В. ОСОБЕННОСТИ НОМЕНКЛАТУРЫ ЛАМПРОФИРОВ КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ</b>	42
<b>Сазонова Л.В. ПЕТРОГРАФИЯ ЛАМПРОФИРОВ КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ</b>	45
<b>Самсонов А.В., Постников А.В., Спиридонов В.А., Молчанов А.В., Терехов А.В., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н., Травин А.В., Постникова О.В., Соловьева Н.В., Сабилов И.А., Спиридонов И.В. СОСТАВ И ВОЗРАСТ СИБИРСКОГО КРАТОНА ПОД ПЛАТФОРМЕННЫМ ЧЕХЛОМ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ И ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ</b>	49
<b>Сандимилова Е.И., Рычагов С.Н., Чубаров В.М. ЦЕОЛИТЫ В АРГИЛЛИЗИТАХ ВОСТОЧНО-ПАУЖЕТСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)</b>	52
<b>Сапегина А.В., Перчук А.Л., Сафонов О.Г., Япаскурт В.О., Шацкий В.С. Р-Т ПАРАМЕТРЫ И ОСОБЕННОСТИ ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ МАФИЧЕСКИХ КОРОВЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ</b>	54
<b>Сердюк А.А., Перчук А.Л. ФАЗОВЫЕ ОТНОШЕНИЯ В ШПИНЕЛЕВОМ ПЕРИДОТИТЕ KLV-1 ПРИ Р-Т УСЛОВИЯХ ДО 30 ГПА И 2000<sup>0</sup>С ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ</b>	56
<b>Симонов В.А., Котляров А.В., Чернышов А.И., Юричев А.Н. ПЕТРОГЕНЕЗИС КЛИНОПИРОКСЕН-СОДЕРЖАЩИХ УЛЬТРАМАФИТОВ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА</b>	59
<b>Сироткин А.Н., Евдокимов А.Н. К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ФОРМИРОВАНИЯ ОСНОВАНИЯ ШПИЦБЕРГЕНА: ВЕНДСКИЕ ДАТИРОВКИ (U-Pb МЕТОД) ПО МАГМАТИЧЕСКИМ ПОРОДАМ РАЙОНА ДОЛИНЫ ЧЕМБЕРЛЕНА</b>	61
<b>Склярлов Е.В., Буслев М.М., Куликова А.В., Лавренчук А.В. ХАРАКТЕР ПРОЯВЛЕНИЕ И МИНЕРАЛОГИЯ ЭКЛОГИТОПОЛДОБНЫХ МЕТАГАББРО ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ</b>	64
<b>Скублов С.Г., Березин А.В., Салимгараева Л.И. ЭКЛОГИТЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВОЗРАСТА</b>	66
<b>Скузоватов С.Ю., Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Ванг К.-Л. РОСТ И МОДИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО ЦИРКОНА В ПРОЦЕССЕ ЭКСГУМАЦИИ УЛЬТРАВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ ПОРОД НА ПРИМЕРЕ ЭКЛОГИТОВ УЧАСТКА КУМДЫ-КОЛЬ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (КАЗАХСТАН)</b>	69
<b>Смагунов Н.В., Таусон В.Л., Липко С.В. ТИПОХИМИЗМ МАГНЕТИТА: РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ИНДИКАТОРОВ</b>	73
<b>Смирнов Ю.В. ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ГРАНИТОИДОВ НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (БАССЕЙН Р. МЕДВЕДКА)</b>	76
<b>Смирнова Ю.Н., Смирнов Ю.В. ГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НАКОПЛЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ХАРА-ШИБИРСКОЙ СВИТЫ ЧИРОНСКОГО ПРОГИБА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО</b>	78



---

ПОЯСА

---

<b>Смолькин В.Ф., Мокрушин А.В., Аriskин А.А. РАССЛОЕННЫЕ ИНТРУЗИИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ФЕННОСКАНДИИ: ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ</b>	79
<b>Смолякова А.Е., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А. СТАНОВЛЕНИЕ СИНКОЛЛИЗИОННОГО БАЯНКОЛЬСКОГО ГАББРО-ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТНОГО МАССИВА: НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА МАФИЧЕСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ОКРАИНА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА)</b>	83
<b>Сначёв В.И., Исламов Р.Р. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ПЛАСТОВСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ)</b>	85
<b>Соболев И.Д., Плотицын А.Н., Викентьев И.В. ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИТОВ СЕВЕРА ЩУЧЬИНСКОЙ ЗОНЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА</b>	88
<b>Соболева А.А., Андреичев В.Л., Удоргатина О.В. НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОГО ТИМАНА</b>	92
<b>Сомсикова А.В., Хаин Е.В., Переляев В.И., Разумовский А.А., Федотова А.А. ПЛАГИОГРАНИТЫ И ГАББРОИДЫ СРЕДНЕМАКАНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА (БАЙКАЛО-МУЙСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС): ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ (Nd, Sr) ДАННЫЕ</b>	95
<b>Сотникова И.А., <u>Владыкин Н.В.</u> НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО УЛЬТРАКАЛИЕВОМУ КОМПЛЕКСУ ПОРОД СЫННЬРСКОГО МАССИВА (СЕВ. ПРИБАЙКАЛЬЕ)</b>	97
<b>Спиридонов Э.М. АРФВЕДСОНИТ-ФЛОГОПИТОВЫЕ МИНЕТТЫ ЛАМПРОИТОВОЙ СЕРИИ ГОРНОГО КРЫМА И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</b>	100
<b>Спиридонов Э.М. О ВОЗМОЖНОМ ИМПАКТНОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ ГИГАНТСКОЙ СИБИРСКОЙ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ И УНИКАЛЬНЫХ НОРИЛЬСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПАЛЛАДИЯ, ПЛАТИНЫ, НИКЕЛЯ И МЕДИ</b>	104
<b>Спиридонов Э.М., Кравченко С.М., Степанов В.К., Путинцева Е.В., Тевелев Арк.В., Филимонов С.В., Никитин М.Ю., Овсянников Г.Н., Семиколенных Е.С. ЭФФУЗИВОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ В СОСТАВЕ ГИПАБИССАЛЬНЫХ ИНТРУЗИВОВ ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ МЕЗОЗОИД ГОРНОГО КРЫМА И ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (РУДОНОСНЫХ И БЕЗРУДНЫХ)</b>	107
<b>Спиридонов Э.М., Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А., Кочетова К.Н. ЗОЛОТОНОСНАЯ ПОЗДНЕЮРСКАЯ ДАРАСУНСКАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ СИСТЕМА В МЕЗОЗОИДАХ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ</b>	109
<b>Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В. НОВЫЕ АНАЛЬЦИМ-ВОЛЛАСТОНИТОВЫЙ И АЛЬБИТ-ВОЛЛАСТОНИТОВЫЙ ТИПЫ АПОДОЛЕРИТОВЫХ РОДИНГИТОВ ПРЕНИТ-ПУМПЕЛЛИИТОВОЙ ФАЦИИ СРЕДИ СЕРПЕНТИНИЗИРОВАННЫХ ПЕРИДОТИТОВ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО ИНТРУЗИВА В БАЙКАЛИДАХ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ</b>	113

---



<b>Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В. ЭНДЕМИЧНЫЕ ФАЯЛИТОВЫЕ ПЛАГИОГРАНИТЫ КИММЕРИД ГОРНОГО КРЫМА</b>	116
<b>Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Филимонов С.В., Руденко И.Е., Никитин М.Ю., Овсянников Г.Н., Семиколенных Е.С. ГОРНО-КРЫМСКАЯ ПЕТЛЯ РЕГИОНАЛЬНОГО НИЗКОГРАДНОГО МЕТАМОРФИЗМА ПОЗДНЕЮРСКОГО ВОЗРАСТА</b>	120
<b>Спиридонов Э.М., Синопальников Н.И. АПОДУНИТОВЫЕ ФОРСТЕРИТОВЫЕ ЭНДОСКАРНЫ С АКЦЕССОРНЫМИ МОНТИЧЕЛЛИТОМ И ПЕНТЛАНДИТОМ В ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОМ ИНТРУЗИВЕ В БАЙКАЛИДАХ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ</b>	124
<b>Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Никитин М.Ю., Овсянников Г.Н., Коротаева Н.Н. КЕРСУТИТОВЫЕ ЛАМПРОФИРЫ МЕЛОВОГО ВОЗРАСТА В ДОЛИНЕ РЕКИ БОДРАК В ГОРНОМ КРЫМУ</b>	127
<b>Степанова А.В., Азимов П.Я., Самсонов А.В., Бабарина И.И., Егорова С.В. СКАПОЛИТ КАК КОНЦЕНТРАТОР ХЛОРА В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ (2.2 МЛРД ЛЕТ) ГАББРОИДАХ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ</b>	129
<b>Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Носова А.А. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КОЛЬСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ</b>	132
<b>Стриха В.Е., Шупилко Е.В., Юрченко Ю.Ю. НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО U-Pb ИЗОТОПНОМУ ВОЗРАСТУ (SHRIMP II) ГРАНИТОИДОВ ВЕРХНЕАМУРСКОГО И БУРИНДИНСКОГО ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ УМЛЕКАНО-ОГОДЖИНСКОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ АМУРСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА</b>	134
<b>Стриха В.Е., Шупилко Е.В., Юрченко Ю.Ю. РАННЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГАББРО-ТОНАЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АРГУНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА: НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ</b>	139
<b>Стриха В.Е., Шупилко Е.В., Юрченко Ю.Ю. СРЕДНЕТРИАСОВЫЙ УЛЬКУКТИНСКИЙ ПЛУТОНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС МАМЫНСКОГО ТЕРРЕЙНА АРГУНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ</b>	141
<b>Стриха В.Е., Шупилко Е.В., Юрченко Ю.Ю. U-Pb ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ (SHRIMP-II) ГРАНИТОИДОВ МАГДАГАЧИНСКОГО КОМПЛЕКСА УМЛЕКАНО-ОГОДЖИНСКОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ АМУРСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА: НОВЫЕ ДАННЫЕ</b>	144
<b>Сурин Т.Н. ПЕТРОЛОГИЯ РАННЕПЕРМСКИХ ГРАНИТОИДОВ ВОСТОЧНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)</b>	149
<b>Суханова М.А., Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Котов А.Б., Азимов П.Я. U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ГАББРОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ</b>	152
<b>Тагирова А. Р., Алфимова Н. А., Скублов С. Г., Ли С.-Х., Ли Ч.-Л. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА, КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО ФЛЮИДНОЙ ПЕРЕРАБОТКИ</b>	154



<b>ЦИРКОНА ИЗ ПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ОЗ. М. ЯНИСЪЯРВИ</b>	
<b>Ткачев А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Иванова А.А., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Жукова И.А., Сапожникова Л.Н. О ВОЗРАСТЕ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ МАМСКОЙ СЛЮДОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ: НОВЫЕ U-Pb (ID-TIMS) ДАННЫЕ ПО ЦИРКОНУ</b>	156
<b>Толстых М.Л., Мельников Д.В., Бабанский А.Д. ПЕПЛЫ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ</b>	157
<b>Томшин М.Д., Васильева А.Е., Копылова А.Г. ТРАПЫ СИБИРИ – ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ</b>	161
<b>Томшин М.Д., Похиленко Н.П., Гоголева С.С. ДАЙКИ ВЫСОКОТИТАНИСТЫХ ДОЛЕРИТОВ ВБЛИЗИ КИМБЕРЛИТОВ (ЯКУТИЯ)</b>	165
<b>Туркина О.М., Изох А.Э. СОСТАВ И ИЗОТОПНЫЕ ПАРАМЕТРЫ МЕТАБАЗАЛЬТОВ И ГАББРОИДОВ ОНОТСКОГО ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО БЛОКА (ЮГО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ) КАК ИНДИКАТОРЫ ИЗМЕНЕНИЯ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ ОТ АРХЕЯ К ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЮ</b>	169
<b>Удуратина О.В., Варламов Д.А., Бурцев И.Н., Капитанова В.А. РУДНЫЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ЧЕТЛАССКОГО КАМНЯ, СРЕДНИЙ ТИМАН</b>	172
<b>Удуратина О.В., Куликова К.В. УНИКАЛЬНЫЕ УЛЬТРАКАЛИЕВЫЕ ПОРОДЫ ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО ТИМАНА</b>	177
<b>Устинова В.В., Максимов О.А., Егорова С.В. УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ГАББРОНОРИТОВ В ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКОМ ОРОГЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ КЕЛЕЙНОГУБСКОГО МАССИВА)</b>	179
<b>Уютов В.И., Двуреченская С.С. КАЛИЕВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ТИПА – ИХ РОЛЬ И МЕСТО В ПРОИСХОЖДЕНИИ МЕЗОЗОЙСКИХ РУДОНОСНЫХ МАГМАТОГЕННЫХ СИСТЕМ АЛДАНО-СТАНОВОГО ГЕОБЛОКА</b>	181
<b>Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Салихов Д.Н., Рахимов И.Р., Шагалов Е.С. ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ЮЖНОГО УРАЛА: РОЛЬ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ, ФЛЮИДЫ И МИНЕРАГЕНИЯ</b>	184
<b>Хромых С.В., Котлер П.Д., Семенова Д.В., Вишневский А.В., Куликова А.В. ПОСТ-БАТОЛИТОВЫЕ ДАЙКОВЫЕ ПОЯСА КАЛБИНСКОГО ХРЕБТА, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН: СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ</b>	188
<b>Хубанов В.Б., Долгобородова К.Д., Дамдинов Б.Б., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т., Москвитина М.Л. ГЕОХРОНОЛОГИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ГАББРОИДНОГО И ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОГО САЯНА</b>	191
<b>Цыбуляев С.В., Савко К.А. ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ФЕРРОПИКРИТЫ КУРСКОГО БЛОКА ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ</b>	193
<b>Цыбуляев С.В., Савко К.А., Кориш Е.Х., Червяковская М.В. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОРОД ЩЕБЕКИНСКОГО КОМПЛЕКСА КУРСКОГО БЛОКА ВОСТОЧНОЙ</b>	196





---

САРМАТИИ

---

**Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б.** ГРАНИТОИДЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА: КОРРЕЛЯЦИЯ, ИЗОТОПНЫЙ (U-Pb) ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ МАГМ 199

---

**Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Щербаков Ю.Д., Одгэрэл Д., Энхбат Д.-Э., Жгилев А.П., Пузанков М.Ю.** НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ПОРОД И ВОЗРАСТЕ ТЭСИЙНГОЛЬСКОГО ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО АРЕАЛА СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ 201

---

**Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С.** НЕОАРХЕЙСКИЕ ГРАНИТЫ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ, БАТИЙСКИЙ ЩИТ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ГЕОХИМИЯ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ 204

---

**Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А.** ИЗМЕНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ПРИ ПЕРЕХОДЕ ОТ АРХЕЯ К ПРОТЕРОЗОЮ НА ПРИМЕРЕ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА 208

---

**Чувашова И.С.** СХОДСТВА И РАЗЛИЧИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ЗОН УГЛОВОЙ ГОРЯЧЕЙ ТРАНСТЕНСИИ БАЙКАЛО-МОНГОЛЬСКОГО И ХАННУОБА-ХЭЙЛУЦЗЯНСКОГО РЕГИОНОВ ЯПОНСКО-БАЙКАЛЬСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО КОРИДОРА 211

---

**Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Садасюк А.С.** Pb-Pb ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА Cu- И Cu-Mo-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА 214

---

**Шабанова Е.В., Бямбаасурен Ц., Очирбат Г., Васильева И.Е.** ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ДАННЫХ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОЧВ МЕТОДАМИ МНОГОМЕРНОГО СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА (НА ПРИМЕРЕ ПОЧВ Г. УЛАН-БАТОР) 219

---

**Шаповалова М.О., Толстых Н.Д., Шелепаев Р.А.** ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ, ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ 220

---

**Шарков Е.В., Щипцов В.В., Богина М.М., Чистяков А.В., Беляцкий Б.В., Фролов П.В.** ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ТИКШЕОЗЕРСКОГО УЛЬТРАМАФИТ-ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ) 224

---

**Шарыгин И.С., Головин А.В., Дымшиц А.М., Калугина А.Д., Соловьев К.А., Мальковец В.Г., Похиленко Н.П.** РЕЛИКТЫ ГЛУБИННОГО ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТНОГО РАСПЛАВА В МАНТИЙНОМ КСЕНОЛИТЕ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ КОМСОМОЛЬСКАЯ-МАГНИТНАЯ (ВЕРХНЕ-МУНСКОЕ ПОЛЕ, ЯКУТИЯ) 228

---

**Шатова Н.В., Серегин С.В.** НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ НЕКОТОРЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОМОЛОНСКОГО МАССИВА (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ) 232

---

**Шевко А.Я., Смирнов С.З., Калугин В.М., Гора М.П.** ИДЕНТИФИКАЦИЯ 234

---



БОРАТОВ ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСК-1 С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ

<b>Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Резницкий Л.З., Иванов А.В.</b> ПРИРОДА, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ХАМСАРИНСКОГО И ХАРАЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНОВ	237
<b>Шмакова А.М., Куликова К.В.</b> СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОИДОВ П-ОВА КАНИН И ТИМАНСКОГО КРЯЖА	239
<b>Шнюкова Е.Е.</b> ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РИОЛИТОВ КИЛИЙСКО-ЗМЕИНОГО ПОДНЯТИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ	242
<b>Штельмах С.И., Ухова Н.Н., Акулов Н.И., Акулова В.В.</b> КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ БИЛЮТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	245
<b>Шуйский А.С., Куликова К.В., Удоратина О.В.</b> ТЕМПЕРАТУРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ИНГИЛОРСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)	247
<b>Щеклеина М.Д., Плечов П.Ю., Давыдова В.О., Щербаков В.Д., Биндеман И.Н., Рычагов С.Н.</b> ПЕТРОЛОГИЯ ПОРОД ГОЛЫГИНСКОГО ГОРИЗОНТА (ПАУЖЕТСКАЯ КАЛЬДЕРА ЮЖНАЯ КАМЧАТКА), РЕКОНСТРУКЦИЯ СОСТАВОВ МАГМ	251
<b>Щербаков Ю.Д., Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Пузанков М.Ю., Одгэрэл Д.</b> КОНТРАСТНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ПАНТЕЛЛЕРИТОВ ЦАГААН-УУЛЬСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСА (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)	252
<b>Яковлева К.Ю., Фридовский В.Ю., Верниковская А.Е.</b> МЕЗОЗОЙСКИЙ (151–147 МЛН ЛЕТ) ДАЙКОВЫЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ	254
<b>Якушик М.А., Сафонов О.Г., Козловский В.М., Голунова М.А., Варламов Д.А., Ван К.В.</b> ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, P-T УСЛОВИЯ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ПРОЦЕССА АМФИБОЛИЗАЦИИ ЭКЛОГИТОПОДОБНЫХ ПОРОД БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (НА ПРИМЕРЕ ПОРОД P-НА Г. КУРОПАЧЬЯ)	257
<b>Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М.</b> ГИГАНТСКИЕ БАТОЛИТЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА: ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗОТОПНЫХ (Nd, Pb) И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	260
<b>Davydova V.O., Shcherbakov V.D., Plechov P.Yu.</b> PRE-ERUPTIVE PROCESS AT BEZYMIANNY VOLCANO, КАМЧАТКА PRIOR TO THE 20 <sup>TH</sup> DECEMBER 2017 ERUPTION: INSIGHTS FROM PETROLOGICAL DATA	263
<b>Dyulgerov Momchil</b> MINERALOGICAL CHARACTERISTIC AND TRACE ELEMENTS PARTITIONING IN PERALKALINE ROCKS FROM SVIDNYA PLUTON, BULGARIA	263
<b>Gerel O.</b> TEACHING PETROLOGY AT THE MONGOLIAN UNIVERSITY OF SCIENCE AND TECHNOLOGY	265
<b>Gerel O., Odgerel D., Antipin V.S., Perepelov A.B.</b> MESOZOIC RARE METAL	267



---

MAGMATISM OF THE MONGOL-OKHOTSK BELT

---

**Grabarczyk A. M., Wiszniewska J. B., Krzemińska E.** FORMATION OF THE MASSIF TYPE ANORTHOSITES VS. JOTUNITE GENESIS – A CASE STUDY OF THE SUWAŁKI AND SEJNY MASSIFS, NE POLAND 269

---

**Huber M., Mokrushin A.V.** SULFUR ISOTOPE COMPOSITION OF SULFIDES FROM THE Khibina and LOVOZERO ALKALINE MASSIFS 272

---

**Kopylova M.G., Niyazova S., Nosova, A.A., Sazonova L.V.** MODELLING KIMBERLITE SKARNS 274

---

**Machev Ph.** P-T EVOLUTION OF THE ECLOGITES FROM THE RHODOPE MASSIV (BULGARIA) 278

---

**Ngo Thi Huong, Svetlitskaya T.V., Vu Hoang Ly** TECTONIC IMPLICATIONS OF PERMIAN-TRIASSIC BIMODAL VOLCANIC ROCKS FROM THE CAO BANG AREA IN THE SONG HIEN ZONE, NORTHEASTERN VIETNAM 282

---

**Vassileva R.D., Milenkov G., Georgieva S.** PEGMATITES FROM THE PB-ZN DEPOSITS IN CENTRAL RHODOPES, SOUTH BULGARIA 287

---

**Wiszniewska J.B., Petecki Z., Krzemińska E., Grabarczyk A.M., Demaiffe D.** THE ISOTOPIC AND GEOCHEMICAL SYSTEMATICS OF THE TAJNO ULTRAMAFIC-ALKALINE-CARBONATITE MASSIF, NE POLAND 290

---

**Оганов А.Р.** ФИЗИКА И ХИМИЯ МИНЕРАЛОВ КАК КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ЗЕМЛИ 293

---

**Яковлев Д.А., Костровицкий С.И.** ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ КИМБЕРЛИТОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯКУТИИ 294

---

**АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ** 299

---



## ФРЕСНОИТ – ПЕРВАЯ НАХОДКА В ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТАХ МАССИВА ИНАГЛИ (АЛДАНСКИЙ ШИТ)

*Радомская Т. А.<sup>1,2</sup>, Канева Е. В.<sup>1,2</sup>, Марфин А. Е.<sup>3</sup>, Черкасова Ю. В.<sup>2</sup>, Суворова Л. Ф.<sup>1</sup>,  
**Владыкин Н. В.<sup>1</sup>***

<sup>1</sup>*Институт геохимии им А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, taniaojigova@mail.ru*

<sup>2</sup>*Иркутский национальный исследовательский университет, Иркутск, Россия*

<sup>3</sup>*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*

Щелочные пегматиты Инаглинского щелочно-ультрасонового массива (Южная Якутия) сложены минералами характерными для пегматитов классических щелочных массивов Кольского полуострова, южной Норвегии, Гренландии, Канады, но отличающимися от них магнизиально-стронциево-бариевой спецификой. Это обусловлено с одной стороны положением Инаглинского массива в пределах Алданской щелочной провинции, обогащённой барием и стронцием, а с другой – залеганием пегматитов среди дунитов, слагающих центральную часть зонально-кольцевого массива. В пегматитах обнаружено более 30 минералов, 5 из которых были впервые открыты на Инаглинском массиве: батисит, иннелит, фторстрофит, набалампрофиллит, аквацит (Кравченко и др., 1961; Ефимов и др., 1963; Чуканов и др., 2004; Хомяков и др., 2007). По минеральному составу щелочные пегматиты разделяются на три типа: диопсид-ортоклазовые, амфибол-ортоклазовые и микроклин-альбит-амфиболовые с эгирином и натролитом, в свою очередь последние подразделяются на батисит-натролитовый и лейкофенит-томсонитовый подтипы (Ефимов и др., 1963). Пегматиты различаются по геологическому положению и внутреннему строению. Они выполняют радиальные трещины в центральной части дунитового штока, а также кольцевые и радиальные трещины на периферии дунитового штока и частично в зоне щелочных габброидов (Глаголев и др., 1974). Диопсид-ортоклазовые и амфибол-ортоклазовые пегматиты имеют простой минеральный состав и располагаются в центральной части дунитового штока. Микроклин-альбит-амфиболовые пегматиты имеют разнообразный минеральный состав и залегают по периферии дунитового штока. Пегматиты батисит-натролитового подтипа занимают промежуточное положение в массиве между диопсид-ортоклазовыми, амфибол-ортоклазовыми пегматитами и лейкофенит-томсонитовым подтипом.

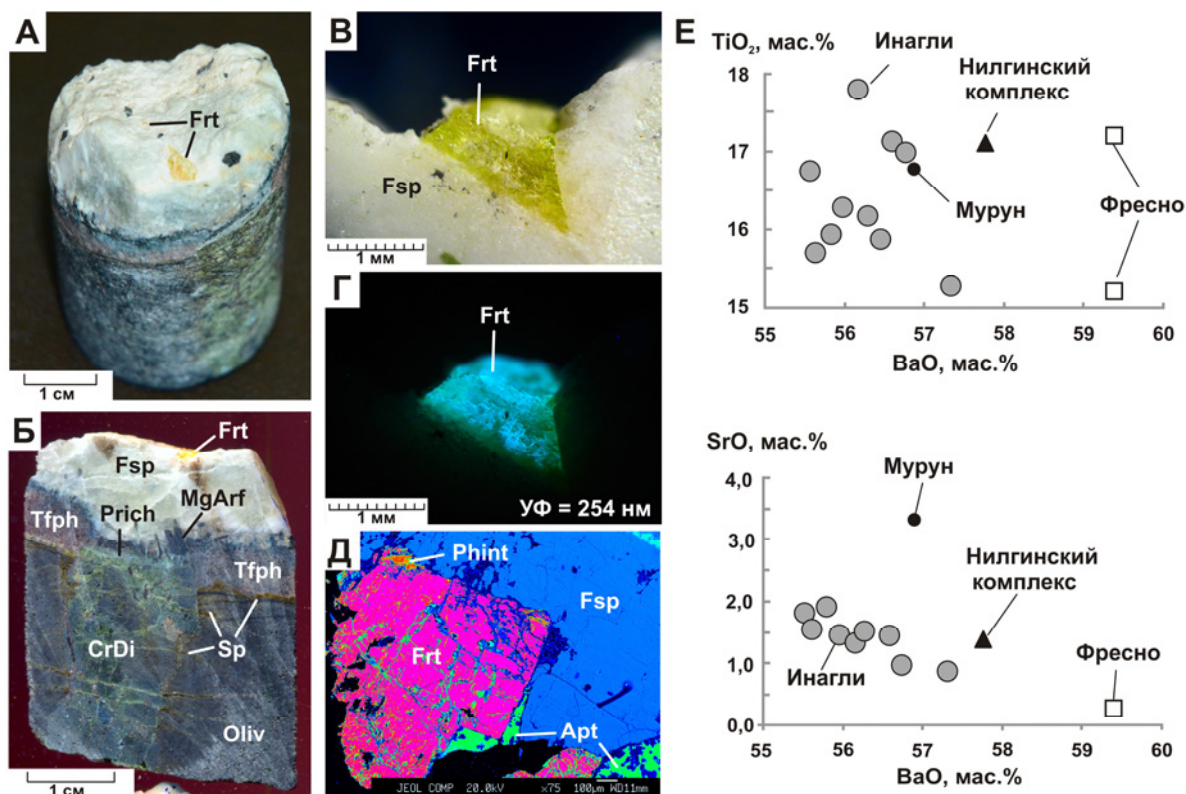
Впервые в щелочных пегматитах из керн скважин Инаглинского массива обнаружен минерал фресноит. Это редкий титаносиликат бария был открыт в 1965 году в восточной части округа Фресно (Калифорния) в санборнитсодержащих метаморфических породах, на контакте с гранодиоритами (Alfors et al., 1965). С тех пор единичные находки фресноита были описаны в Германии (Hentschel, 1989), Монголии (Перетяжко и др., 2018), на Памире (Соловова и др., 2006). На Алданском щите фресноит был впервые обнаружен А. А. Коневым на Мурунском массиве (1996). Интерес к фресноиту обусловлен его важными оптическими и фотолюминесцентными свойствами.

В Инаглинском массиве пегматиты с фресноитом представляют собой маломощные прожилки на глубине 300–400 м среди дунитов. В изученном образце дунит пересекается прожилками хромдиопсидового клинопироксенита, в свою очередь щелочной пегматит пересекает и дунит, и прожилок клинопироксенита (рис. 1 А-В).

Между пегматитом и дунитом наблюдается контактовая реакционная кайма шириной до 7 мм. Минеральный состав каймы от дунита по направлению к пегматиту следующий (рис. Б):

1. серпентин, заполняющий тонкие прожилки, вытянутые вдоль контакта общей шириной ~0,5 мм;

2. зона шириной ~1 мм, состоящая из бледно-голубых игольчатых кристаллов калиевого рихтерита с подчинённым количеством чешуек оранжевого тетраферрифлогопита;
3. зона шириной до 4 мм, состоящая из чешуек тетраферрифлогопита; вытянутые перпендикулярно контакту игольчатые кристаллы калиевого рихтерита;
4. идиоморфные призматические вытянутые кристаллы темно зелёного магнезиоарфедсонита.



**Рис. 1.** Фресноит в щелочном пегматите. А – общий вид образца, в котором дунит пересекается хромдиоксидовым прожилком и щелочным пегматитом с фресноитом. Б – распиленный и пришлифованный образец. В и Г – микрофотографии фресноита в полевом шпате выполнены с помощью поляризационного микроскопа Olympus VX-51: В – при дневном освещении, Г – при воздействии коротковолнового (254 нм) ультрафиолетового излучения. Д – фотография выполнена с помощью микроанализатора «Superprobe-8200» фирмы Jeol в цвете для контрастного отображения минеральных парагенезисов. Насыщенность цветового спектра растёт пропорционально увеличению атомного номера элементов, входящих в состав минералов. Е – отношение ВаО к ТiО<sub>2</sub> и SrO в фресноитах из щелочных пегматитов Инагли (данная работа), из гнейсированных меланосыныритов Мурунского массива (Конев и др., 1996), мелилит-цельзианового агрегата паралав Нилгинского пирометаморфического комплекса Центральной Монголии (Перетяжко и др., 2018) и санборнитсодержащих метаморфических пород Фресно, Калифорния (Alfors et al., 1965). Apt – апатит, CrDi – хромдиоксид, Frt – фресноит, Fsp – калиевый полевой шпат, MgArf – магнезиоарфедсонит, Phint – фосфоиннелит, Prich – калиевый рихтерит, Sp – серпентин, Tfph – тетраферрифлогопит.

Контактная кайма между пегматитом и пироксенитом тоньше, и составляет ~3 мм. Она в основном сложена идиоморфными кристаллами магнезиоарфедсонита с подчинённым количеством тетраферрифлогопита. Сам пегматит состоит преимущественно из КПШ с небольшим количеством кристаллов магнезиоарфедсонита, фосфоиннелита, стронциевого апатита, фресноита, пектолита и натролита.



Идиоморфные кристаллы фресноита желтого цвета (рис А-В) люминесцируют голубым цветом при воздействии коротковолнового (294 нм) ультрафиолетового излучения (рис. Г). Фресноит находится в тесном сростании с ксеноморфным по отношению к нему стронциевым апатитом (рис. Д). На периферии кристалла фресноита обнаружены сростки игольчатых кристаллов фосфоиннелита. Зерно фресноита разбито трещинами, заполненными касситом(?). Электронно-зондовый рентгеноспектральный микроанализ показал следующий состав фресноита (среднее и пределы вариаций по 10 анализам, мас. %): ВаО 56.2(6) 55.5–57.3, SiO<sub>2</sub> 25.2(4) 24.7–25.7, TiO<sub>2</sub> 16.4(8) 15.3–17.8, SrO 1.4(3) 0.8–1.9, Na<sub>2</sub>O 0.22(7) 0.14–0.32, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.20(7) 0.07–0.33. Эмпирическая формула, рассчитанная по результатам анализа на 5 катионов, соответствует (Ba<sub>1.80</sub>Sr<sub>0.07</sub>Na<sub>0.03</sub>)Ti<sub>1.03</sub>(Si<sub>2.04</sub>Al<sub>0.02</sub>O<sub>7</sub>)O. Минерал характеризуется высокой примесью стронция, изоморфно замещающей барий. Это подтверждается обратной корреляционной зависимостью содержания бария и стронция (рис. Е). Повышенные примеси стронция были зафиксированы во фресноите из гнейсированных меланосинныритов Мурунского массива (Конев и др., 1996) и из мелилит-цельзианового агрегата паралав Нилгинского пирометаморфического комплекса Центральной Монголии (Перетяжко и др., 2018). Многочисленные опыты по синтезу фресноита и наблюдения за природными парагенезисами позволили исследователям предположить высокотемпературный генезис природного минерала – выше 1000 °С (Robbins, 1970; Dunning et al., 2018). Предполагается, что кристаллизация паралав, в которых был обнаружен фресноит с примесью стронция, также происходила при температурах выше 900–1100 °С (Перетяжко и др., 2018). По-видимому, примеси стронция снижают температуру кристаллизации фресноита, поскольку синтез стронциевого фресноита происходит во время термического отжига при температуре 970 °С (Wisniewski et al., 2012). Экспериментально обнаружено, что при 1000 °С батисит разлагается с образованием фресноита (Zolotarev et al., 2017). Возможно, кристаллизация фресноита в щелочных пегматитах связана с преобразованием батисита.

Таким образом, в щелочных пегматитах массива Инагли впервые обнаружен фресноит – редкий титаносиликат бария. Установлено, что щелочные пегматиты различаются по своему минеральному составу не только по латерали, но и с глубиной – батисит-натролитовый подтип пегматитов сменяется фресноит-натролитовым. Температура расплава, из которого кристаллизовались щелочные пегматиты фресноит-натролитового подтипа, составляла не менее 900 °С. Ширина контактового воздействия щелочного расплава на ультраосновные и основные породы незначительна и варьируется от нескольких мм до первых сантиметров.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-00388). Исследования выполнены с использованием оборудования Центра коллективного пользования “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН.*

#### **Литература:**

- Ефимов А. Ф., Кравченко С. М., Власова Е. В. К минералогии щелочных пегматитов Инаглинского массива / Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов. Труды. 1963. № 16. С. 141–175.
- Конев А. А., Воробьев Е. И., Лазебник К. А. Минералогия Мурунского щелочного массива. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1996. 221 с.
- Кравченко С. М., Власова Е. В. и Пиневиц Н. Г. (1960) Батисит – новый минерал Доклады Академии наук СССР. Том 133. № 3.
- Кравченко С. М., Власова Е. В., Казакова М. Е., Илюхин В. В., Абрашев К. К. Иннэлит – новый силикат бария // ДАН. 1961. № 141. 5. С. 1198–1199.
- Перетяжко И. С., Савина Е. А., Хромова Е. А., Карманов Н. С., Иванов А. В. Уникальные клинкеры и паралавы нового Нилгинского пирометаморфического комплекса в Центральной



Монголии: минералого-геохимические особенности, условия формирования // Петрология. 2018. том 26. № 2. С. 178–210.

Соловова И. П., Гирнис А. В., Рябчиков И. Д., Симакин С. Г. Высокотемпературный карбонатитовый расплав и его взаимоотношения с щелочными магмами Дункльдынского комплекса, юго-восточный Памир // Докл. РАН. 2006. Т.409. №4. С. 1–4.

Хомяков А. П., Нечелюстов Г. Н., Расцветаева Р. К. Аквалит  $(\text{H}_3\text{O})_8(\text{Na}, \text{K}, \text{Sr})_5\text{Ca}_6\text{Zr}_3\text{Si}_{26}\text{O}_{66}(\text{OH})_9\text{Cl}$  – новый минерал группы эвдиалита из щелочного массива Инагли, Саха-Якутия, Россия, и проблема оксония в гидратированных эвдиалитах // ЗРМО. 2007. 136. вып. 2. С. 39–55.

Чуканов Н. В., Моисеев М. М., Пеков И. В., Лазебник К. А., Расцветаева Р. К., Заякина Н. В., Феррарис Дж., Ивальди Г. Набалампрофиллит  $\text{Ba}(\text{Na}, \text{Ba})\{\text{Na}_3\text{Ti}[\text{Ti}_2\text{O}_2\text{Si}_4\text{O}_{14}](\text{OH}, \text{F})_2\}$  – новый слоистый титаносиликат группы лампрофиллита из щелочно-ультраосновных массивов Инагли и Ковдор, Россия // Зап. РМО. 2004. 133. №1. С. 59–72.

Alfors J. T., Stinson M. C., Matthews R. A., Pabst A. Seven new barium minerals from eastern Fresno County, California // American Mineralogist. 1965. V, 50. P. 314–340.

Dunning G. E., Walstrom R. E., & Lechner W. Barium Silicate Mineralogy of the Western Margin, North American Continent, Part Geology, Origin, Paragenesis and Mineral Distribution from Baja California Norte, Mexico, Western Canada and Alaska, USA // Baymin Journal. 2018. Vol. 19. No. 5.

Hentschel G. Die Minerale der Üdersdorfer Lava // Lapis, Weise Verlag, München. 11/1989.

Robbins C. R. Synthesis and growth of fresnoite ( $\text{Ba}_2\text{TiSi}_2\text{O}_8$ ) from a  $\text{TiO}_2$  flux and its relation to the system  $\text{BaTiO}_3\text{-SiO}_2$  // J Res Natl Stand. Sec A. 1970. 74A. № 2. P. 229–232.

Wisniewski W., Patschger M., & Rüssel C. Sr-fresnoite surface crystallisation in a  $2\text{SrO}\cdot\text{TiO}_2\cdot 2.75\text{SiO}_2$  glass studied by EBSD // CrystEngComm, 2012. 14. №17. 5425–5433. doi:10.1039/c2ce25117e

Zolotarev A.A. Jr., Zhitova E.S., Gabdrakhmanova F.A., Krzhizhanovskaya M.G., Zolotarev A.A., Krivovichev S.V. Batisite,  $\text{Na}_2\text{BaTi}_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})\text{O}_2$ , from Inagli massif, Aldan, Russia: crystal-structure refinement and high-temperature X-ray diffraction study // Mineral Petrol. 2017. Vol. 111. P. 843–851.

## РЬ-ИЗОТОПНАЯ ВОЗРАСТНАЯ СИСТЕМАТИКА ИСТОЧНИКОВ ПОЗДНЕФАНЕРОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД – КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ГЛОБАЛЬНОЙ ДИНАМИКИ ЗЕМЛИ

*Рассказов С.В.<sup>1,2</sup>, Чувашова И.С.<sup>1,2</sup>, Ясныгина Т.А.<sup>1</sup>, Саранина Е.В.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, rassk@crust.irk.ru

<sup>2</sup>Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Глобальная неоднородность мантии современной Земли давно известна. Сначала на 30-м градусе южной широты была определен аномальный состав источников базальтов океанических островов, названный DUPAL (Hart, 1984). Низкие скорости сейсмических волн нижней мантии, обнаруженные под южной частью Тихого океана и Африкой, были привязаны к этой аномалии без объяснения специфики источников высоких скоростей нижней мантии под Азией и Северной Америкой (Castillo, 1988). В дальнейшем состав DUPAL не получил однозначного толкования в каком-либо глобальном геодинамическом контексте. Между тем, установленная скоростная неоднородность нижней мантии создало служит основанием для развития теории Земли в терминах ее глобальной динамики.

Была предпринята попытка интерпретировать скоростную неоднородность нижней мантии с позиций популярной идеи образования кладбищ слэбов суперконтинентов. Согласно этой интерпретации, источники вулканизма южной части Тихого океана должны были служить отражением состава мантии кладбища слэбов суперконтинента Родиния, а в Азии – отражением состава кладбища слэбов суперконтинента Лавразия (Maquyama et al., 2007). Это предположение, однако, не согласуется с оценками возраста 3–2 млрд лет,



полученными для источников вулканизма Изотопной Термальной Аномалии Юга Тихого океана (South Pacific Isotopic Thermal Anomaly, SOPITA) (Zindler, Hart, 1986; Hart et al., 1986; Staudigel et al., 1991) и определениями широкого возрастного спектра источников вулканических пород Азии (Рассказов и др., 2019). Очевидно, что гипотеза кладбищ слэбов и подобные геодинамические гипотезы о происхождении глобальных скоростных неоднородностей Земли должны быть согласованы с изотопно-геохимическими характеристиками источников вулканизма. В то же время, гипотезы, в основу которых положены представления об изотопно-геохимической эволюции Земли (например, Allègre, 2002) пока не получили конкретной привязки к глобальным сейсмическим неоднородностям мантии.

Для понимания характера вариаций изотопно-геохимических параметров источников мантийного позднефанерозойского магматизма ключевое значение имеет возрастная систематика источников вулканических пород Азии. С учетом несоответствия Pb-изотопных и Sr–Nd–Hf-изотопных характеристик мантийных источников, обусловленного контрастными эффектами концентрирования Pb в сульфидах и Sr–Nd–Hf – в силикатах (Allègre et al., 1982; Hart, Gaetani, 2006), вся совокупность источников вулканических пород систематизируется по  $^{207}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}$  возрасту. Источники характеризуют вязкую мантию, образовавшуюся из планетарного магматического океана и ее переработку в истории Земли. В компонентном составе источников проявляется, прежде всего, валовый состав протомантии (Viscous Protomantle, VIPMA). Траектория перехода от магматического океана расплавленной Земли в вязкую протомантию начинается от первородного свинца метеорита Каньон Дьявола и проходит правее метеоритной геохроны. Наклон геохроны VIPMA, соответствующий возрасту около 4.51 млрд лет, и диапазон состава резервуара протомантии этого типа (Viscous Protomantle Reservoir, VIPMAR) выводится из изотопных отношений Pb вулканических пород северо-запада Удоканского вулканического поля юго-восточной активизированной части Сибирского палеоконтинента. В связи с неравномерным остыванием конвектирующей системы магматического океана Земли, идентифицируется остаточная порция конвектирующего материала, которая дала дополнительную более пологую геохрону вязкой протомантии с повышенным  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  ( $\mu$ ) (Elevated  $\mu$  Viscous Protomantle, ELMUVIPMA). Наклон геохроны ELMUVIPMA, соответствующий возрасту около 4.44 млрд лет, и диапазон состава резервуара протомантии этого типа (Elevated  $\mu$  Viscous Protomantle Reservoir, ELMUVIPMAR) получается по изотопным отношениям Pb вулканических пород вулканического ареала хр. Куныль и вулканического поля Абага-Даленуор нестабильной Азии. Становление вязкой протомантии 4.51–4.44 млрд лет назад рассматривается как I (гадейский) интервал активности мантии Земли. В более поздней смене источников вязкой мантии нестабильной Азии различаются интервалы активности: II – ранний архей (4.0–3.6 млрд лет назад), III – поздний архей (2.9–2.6 млрд лет назад), IV – палеопротерозой (2.0–1.8 млрд лет назад), V – неопротерозой (около 0.66 млрд лет назад) и VI – поздний фанерозой (<0.15 млрд лет назад).

Гадейский и раннеархейский интервалы активности источников вязкой мантии относятся к ранней геодинамической эпохе Земли, позднеархейский и палеопротерозойский – к средней эпохе, неопротерозойский и позднефанерозойский – к поздней эпохе. Каждая эпоха отображается в глобальных вариациях  $\mu$  мантийных источников. Предполагается, что компонент HIMU явился результатом секвестра Pb из мантии в ядро (Allègre et al., 1982; Hart, Gaetani, 2006). Следовательно, смена геодинамических эпох с вариациями этого компонента может связываться с вариациями влияния ядра на процессы, происходившие в мантии Земли.

В раннюю геодинамическую эпоху составы источников вязкой мантии не вышли за рамки области ELMU. Это может свидетельствовать о гармоничных соотношениях между ядром и мантией, не способствовавших развитию сульфидного секвестра Pb из мантии в





ядро. Средняя геодинамическая эпоха обозначилась проявлением компонента Н1МУ в источниках вулканических пород, пространственно связанных с Южно-Тихоокеанской и Африканской низкоскоростными мантийными неоднородностями южного полушария Земли. Компонент Н1МУ фиксировался около 2.74 млрд лет назад в источнике траппов рифта Тапи Индийского палеоконтинента и приобрел широкий резонанс в источниках океанических базальтов около 2 млрд лет назад с достижением максимального эффекта около 1.77 млрд лет назад. Следовательно, в среднюю геодинамическую эпоху оказалась нарушенной балансировка ядра и мантии. В позднюю геодинамическую эпоху компонент Н1МУ обозначился в источнике меймечитов северной части Сибирского палеоконтинента около 0.6 млрд лет назад и в более молодых источниках кимберлитов. Это свидетельствует о смещении акцента влияния ядра на мантию из Южного полушария в Северное.

Сопоставляя начальный эпизод генерации источника Н1МУ базальтов рифта Тапи Южного полушария 2.74 млрд лет назад с начальным эпизодом генерации источника Н1МУ меймечитов 0.6 млрд лет назад Северного полушария, мы проводим аналогии между динамикой Южного полушария с широким резонансом Н1МУ в мантийных источниках в интервале 2.0–1.77 млрд лет назад и глубинной динамикой Северного полушария в позднем фанерозое. Из-за слабой изученности вулканизма масштаб распространения компонента Н1МУ в источниках северной приполярной области пока не ясен. Последствия позднефанерозойской перестройки Земли отражены в разрушении континента Арктида с образованием Северного Ледовитого океана, сопровождавшимся оформлением Земли как кардиоидального трехосного эллипсоида. Вероятно также существование в позднем докембрии сложной структуры магнитного поля Земли, сменившегося в фанерозое простой дипольной структурой. Исходя из аналогии между динамикой средней эпохи Южного полушария и поздней эпохи Северного полушария можно предположить, что перестройка с разбалансировкой ядра имела место не только в позднем докембрии и фанерозое, но и в позднем архее и палеопротерозое.

Компонент Н1МУ не проявлялся в мантийных источниках Азии ни в среднюю, ни в позднюю геодинамические эпохи. Следовательно, в отличие от мантии южной и северной приполярных областей Земли, которые были подвержены влиянию разбалансированного ядра, мантия Азии, соответствовавшая умеренным широтам, не испытывала подобных эффектов. Новейший этап активизации мантии Восточной и Центральной Азии определялся соотношением процессов, регистрируемых в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре. В мантии Восточной и Центральной Азии источники с Pb изотопными характеристиками разного типа генерировались длительное время. В восточной части геодинамического коридора материал остаточной конвектирующей порции гадейского магматического океана представлен общим компонентом ELMUVIPMAR в расплавной аномалии Чеджу. Подобные общие компоненты трассируют порции конвектирующей мантии территории, последовательно смещающиеся в область составов LOMU. На ограниченной территории составы менялись в едином контексте эволюции мантии на протяжении всей истории Земли. Конечный продукт эволюции проявился в источниках калиевой серии вулканических пород вулканического поля Удаляньчи: Уоху (общий компонент конвектирующей мантии возрастом 0.15 млрд лет) и Молабу (молодая конвектирующая мантия возрастом более 0.6 млн лет). Быстрая смена источника Уоху источником Молабу сопоставляется с подобной сменой источника общего компонента Чангбай (1.99 млрд лет) источником общего компонента Восточной Азии (1.88 млрд лет). В отличие от восточной части геодинамического коридора, в расплавных аномалиях его западной части идентифицируется длительно существовавший общий компонент без признаков эволюции близкий к составу VIPMAR.

Новая гипотеза о влиянии на эволюцию мантии Земли разбалансирования ядра в



среднюю и позднюю геодинамические эпохи основана на возрастном группировании источников позднефанерозойских расплавных аномалий мантии и согласована с ее глобальной скоростной неоднородностью.

*Работа выполняется по проекту РНФ 18-77-10027.*

#### **Литература:**

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Сунь Й., Саранина Е.В. Генеральная Рb-изотопная систематика источников вулканических пород новейшего геодинамического этапа Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10, № 2. С. 507–539.

Allègre C.J. The evolution of mantle mixing // Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 2002. V. 360. P. 2411–2431.

Allègre C.J., Dupré B., Brévarit O. Chemical aspects of the formation of the core // Phil. Trans. R. Soc. Lond. 1982. V. 306. P. 49–59.

Castillo P. The Dupal anomaly as a trace of the upwelling lower mantle // Nature. 1988. V. 336. P. 667–670.

Hart S.R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // Nature. 1984. V. 309. P. 753–757.

Hart S.R., Gaetani G.A. Mantle paradoxes: the sulfide solution // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 152. P. 295–308.

Hart S.R., Gerlach D.C., White W.M. A possible new Sr–Nd–Pb mantle array and consequence for mantle mixing // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 1551–1557.

Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and postperovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary // Gondwana Research. 2007. V. 11. P. 7–37.

Staudigel H., Park K.-H., Pringle M. et al. The longevity of the South Pacific isotopic and thermal anomaly // Earth Planet. Sci. Letters. 1991. V. 102. P. 24–44.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Annual Reviews of Earth and Planetary Science. 1986. V. 14. P. 493–571.

---

## **ВОЗРАСТ ПО ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ КАРБОНОВЫХ ГРАНОДИОРИТОВ СРЕДНЕГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

***Рафиков Я. М.***

*Институт Геологии и Геофизики им. Х.М.Абдуллаева, Ташкент, Узбекистан,  
rafikov.yalkin@gmail.com*

Гранодиориты Кураминского хребта представлены крупными массивами, как Гава-Ангренский, Карамазарский, Чаткальский и др. протяженностью до 1000–1200 км<sup>2</sup>. При составлении опорной легенды госгеокарты-50 (Ткачев В. Н., Исламов Ф. И., Рафиков Я. М., 1998) в Кураминском регионе выделен Кураминский комплекс, состоящий из фаз: келемчикская, карамазарская, кызылсуйская. Комагматическими породами гранодиоритов Кураминского комплекса являются вулканы Минбулакского комплекса С<sub>2</sub>, представленные базальт-андезит-дацит-липаритами. Они везде прорывают Кураминский комплекс (Ангренское плато, Кугалинская кальдера, Гава-Ангренский, Чаткальский и др. массивы).

Диориты Келемчикского комплекса (Чукурсайский массив) датируются U-Pb методом 327±3 млн лет – 2 определения (Рафиков Я. М., Мусаев А. А. 1994).

Карамазарская фаза представлена грано-диоритами, сиенито-диоритами Алмалыкского массива возраст его по циркону 326–315 млн лет U-Pb методом (30 проб), анализы выполнены в аналитической лаборатории Пекинского университета (Китай).



По Кызылсуейским адамеллитомам (Саргардон) Нижнечаткальского массива получен возраст  $307 \pm 6$  млн лет (Рафиков Я. М., Мусаев А. А. 1994).

Анализ новых материалов по изотопам Re-Os в молибденитах медно-порфирирового месторождения (Большой Кальмакыр) показал, что возраст молибденитов составляет 309 млн лет. Это указывает на возраст медного оруденения.

По данным минерало-геохимических исследований в основных рудовмещающих породах – диоритах, гранодиоритах, адамеллитомах, сиенито-диоритах Алмалыкского массива содержание акцессорного циркона составляет от 700 до 900 г/т. Пробы были отобраны для изотопных анализов из апикальных и центральных частей массивов.

Опыт применения U-Pb метода показал, что полученные возрастные соотношения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{237}\text{U}$  имеют разную сходимость. Достоверными величинами является возраст по  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{237}\text{U}$ . Небольшими расхождениями в пределах 5–7% можно пренебречь, при учете, что они вполне допустимы при степени сохранности минерала.

В тоже время,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  неприемлемо для определения возраста, т. к. в нем наблюдается значительное расхождение, связанное с миграцией радиоактивных изотопов и продуктов их распада за время существования циркона.

Таким образом, возраст становления среднекарбонových гранитоидов Чаткало-Кураминской активной окраины сопоставим с данными Ярмолюка В.В. по гранитоидам Монголии. Металлогеническое значение имеет большое сходство Алмалыкского горнорудного района с андезитовым поясом Тихоокеанской окраины (Анды). При этом установлено, что к этим вулканоплутоническим поясам приурочены крупнейшие медно-молибденовые и молибдено-порфирировые месторождения (Эль-Теньенте, Чукикомота и др.).

#### Литература:

Рафиков Я. М., Мусаев А. А. Геохронология интрузивных комплексов Чаткальской зоны по новым данным U-Pb, Pb-Sr и K-Ar методам // *Узбекский геолог/ журнал* 1995. №26 С. 29–36.

Турусбеков А.Х., Рафиков Я. М., Нуртаев Б.С. Возраст рудовмещающих пород медно-порфирирового месторождения Большой Кальмакыр (Алмалыкское рудное поле) по данным изотопных соотношений U-Pb и Lu-Hf в цирконах // *Материалы конференции по изотопной геохронологии*. М. 2018 г. С.358-360.

## ГЕОХИМИЯ АКЦЕССОРНОГО АПАТИТА ИЗ СУЛЬФИДОНОСНЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВ ХУДОЛАЗОВСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОГО УРАЛА: ИНДИКАТОРНОЕ ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

*Рахимов И.Р.<sup>1</sup>, Готтман И.А.<sup>2</sup>, Холоднов В.В.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>*Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия, rigel92@mail.ru*

<sup>2</sup>*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия, gottman@igg.uran.ru,  
holodnov@igg.uran.ru*

Апатит является сквозным акцессорным минералом во многих типах изверженных пород и является концентратором многих высокозарядных элементов, галогенов и серы, что определяет его индикаторную роль для реконструкции и оценки условий петро- и рудогенеза (Belousova et al., 2002; Холоднов, Бушляков 2002; Cao et al., 2012; Zirner et al., 2015; Pan et al., 2016; Mao et al., 2016; Krneta et al., 2017; Azadbakht et al., 2018). Но для магматических комплексов, специализированных на сульфидное Cu-Ni оруденение его индикаторная роль неоднозначна. Нами были проведены минералого-геохимические исследования апатита из



метасоматизированных пород рудоносных (содержащих вкрапленные PGE-Cu-Ni сульфидные руды) массивов дифференцированного худолазовского комплекса. Комплекс объединяет множество самостоятельных мелких интрузий однородного или дифференцированного состава, распространённых на территории более 70 км<sup>2</sup> в центральной части Южного Урала (Рахимов, 2017).

По типам парагенетических ассоциаций, морфологии и закономерностям химического состава выделены четыре группы апатитов: 1) магматогенный неизменённый апатит (Ar<sub>1</sub>), 2) изменённый на ранней гидротермальной стадии магматогенный апатит (Ar<sub>1-2</sub>), 3) вторичный (гидротермальный) апатит (Ar<sub>2</sub>) и 4) апатит неясного происхождения, изменённый на поздней гидротермальной стадии (Ar<sub>a</sub>).

Ar<sub>1</sub> представлен идиоморфными или субидиоморфными дипирамидальными кристаллами длиной 0.1–1.5 мм (соотношение ширины к длине от 1:10 до 1:30) и обычно ассоциирует с позднемагматическими минералами – роговой обманкой, флогопитом.

Ar<sub>1-2</sub> отличается от предыдущего тем, что в ассоциации с вторичными минералами он разбивается серией широких поперечных трещин. Он имеет блочное строение, при этом в метасоматической матрице бывает нарушена линейность в цепочке блоков и наблюдаются их изгибы друг относительно друга. Иногда отдельные блоки некогда единого кристалла апатита замещены вторичными силикатами (альбитом, глинистыми минералами) (Рахимов, 2020).

Ar<sub>2</sub> (новообразованный) развит в пропилизированных породах и представлен идиоморфными и субидиоморфными кристаллами призматического облика, длина которых обычно варьирует от 0.05 до 0.15 мм, редко до 1.5 мм. Соотношение ширины к длине в них составляет 1:5, а для крупных кристаллов достигает 1:50. Многие кристаллы имеют искажённые, несимметричные вершины. В большинстве случаев Ar<sub>2</sub> ассоциирует с хлоритом, замещающим пироксен и реже плагиоклаз. Иногда отмечаются срастания апатита с вторичными сульфидами (халькопиритом, пиритом).

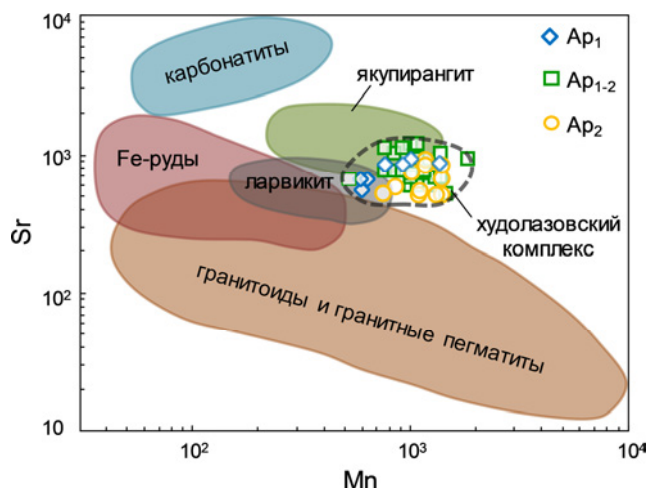
Ar<sub>a</sub> был выявлен в аргиллизитовых метасоматитах и богатых глинистыми минералами пропилитах в виде резорбированных реликтовых кристаллов. В этих породах установлены многочисленные свидетельства псевдоморфного замещения апатита различными минеральными фазами (сметтитом, актинолитом).

По химическому составу все разновидности могут быть отнесены к фтористым и фтор-хлористым разновидностям гидроксилapatита. Ar<sub>1</sub> характеризуется относительно высокими концентрациями хлора (0.7–1.2 мас. %) при очень низком содержании серы (<0.01 мас. % SO<sub>3</sub>) и умеренном – фтора (0.7–1.7 мас. %). Величина F/Cl отношения в них 0.5–2. Ar<sub>1-2</sub> отличается пониженными концентрациями хлора (0.12–0.7 мас. %) и появлением серы (от 0.05 до 0.93 мас. % SO<sub>3</sub>), содержания фтора сопоставимы с Ar<sub>1</sub> (0.8–1.3 мас. %), а величина F/Cl сильно варьирует (1.3–9.7). Новообразованный Ar<sub>2</sub> по содержаниям фтора (0.8–1.3 мас. %), хлора (0.20–0.51 мас. %) и серы (0.09–0.92 мас. % SO<sub>3</sub>) идентичен Ar<sub>1-2</sub>. F/Cl отношение в нём 1.9–4.8. Реликтовый апатит из аргиллизированных образцов (Ar<sub>a</sub>) истощён хлором и серой, но содержит столько же фтора, сколько и предыдущие типы апатита.

Ar<sub>1-2</sub> и Ar<sub>2</sub> характеризуются более высокими концентрациями Li, Be, B, Ti, Co, Ni, Zn, Cd, Pb, Bi, но пониженными – Y, REE и Ba – в сравнении с Ar<sub>1</sub>. Ar<sub>1-2</sub> наиболее богат магнием и хорошо отличается от Ar<sub>2</sub> по количеству FeO и MgO. В Ar<sub>a</sub> отмечаются близнулевые содержания Fe, Mg, Na и других элементов-примесей. Хондрит-нормированные спектры распределения РЗЭ в разных типах апатитов схожи, различаясь в основном по количественному признаку: выявляется чёткая тенденция к уменьшению концентраций РЗЭ от Ar<sub>1</sub> к Ar<sub>a</sub>. Характерна негативная Eu-аномалия (Eu/Eu\*), наиболее глубокий минимум – в Ar<sub>1</sub> (~0.4), в Ar<sub>1-2</sub> и Ar<sub>2</sub> значение Eu/Eu\* = 0.6–0.8.

Согласно изученным парагенетическим минеральным ассоциациям кристаллизация  $Ar_1$  произошла на позднемагматической стадии вместе с ксеноморфным клинопироксеном и/или водосодержащими силикатами – амфиболом и флогопитом. Глубокая отрицательная Eu-аномалия в  $Ar_1$  согласуется с предпочтительным распределением европия в плагиоклаз (Sun et al., 2017), кристаллизующийся из силикатного расплава раньше апатита. Образование постмагматического апатита ( $Ar_2$ ) происходило совместно с хлоритом, альбитом, актинолитом и другими гидротермально-метасоматическими минералами. Уменьшение значения негативной Eu-аномалии в  $Ar_{1-2}$  и  $Ar_2$  относительно  $Ar_1$  может быть связано с более интенсивным выносом европия в сравнении с другими REE при серицитизации плагиоклаза (Krneta et al., 2017).

Особенности распределения F, Cl и S в изученных апатитах не могут быть применимы для оценки первичной металлогенической специализации худолазовского комплекса без детального изучения генераций апатита. На сульфидную Cu-Ni специализацию комплекса более явно указывают составы первичных гидротермально изменённых ( $Ar_{1-2}$ ) и вторичных апатитов ( $Ar_2$ ), обогащённых серой в результате растворения сульфидных минералов. Уровни примесей Mn, Sr, REE и Y широко используются для разграничения апатитов из разных рудоносных формаций (Belousova et al., 2002; Cao et al., 2012; Mao et al., 2016; Azadbakht et al., 2018). На бинарной дискриминационной диаграмме Mn–Sr (рис. 1) составы всех апатитов худолазовского комплекса образуют довольно компактное и обособленное поле, частично перекрывающееся с полями составов апатитов из других типов рудоносных формаций. Таким образом, выделенное на диаграмме Mn–Sr поле апатитов худолазовского комплекса можно использовать в качестве поля составов акцессорных апатитов из сульфидных медно-никелевых месторождений, независимо от генерации апатита (кроме изменённого апатита из аргиллизированных пород). Истощённость  $Ar_a$  примесными элементами, вероятно, ограничивает его использование для реконструкций процессов рудогенеза. Содержание серы в апатите из свежих рудоносных пород не является индикатором их потенциальной сульфидоносности.



**Рис. 1.** Бинарная дискриминационная диаграмма Mn–Sr (в г/т) для апатитов из пород рудоносных массивов худолазовского комплекса. Пунктирной линией обозначено скопление фигуративных точек. Поля составов апатитов из различных типов пород взяты из (Belousova et al., 2002).

*Исследования проведены в рамках Госбюджетных тем ИГ УФИЦ РАН (№ 0246-2019-0080) и ИГТ УрО РАН (№ 0393-2016-0020, № госрегистрации АААА-А18-118052590029-6).*

#### **Литература:**

Рахимов И.Р. Геология, петрология и рудоносность позднедевонско-карбонового интрузивного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. Дисс... канд. геол.-мин. наук. Уфа, 2017. 181 с.



Рахимов И.Р. Свидетельства гидротермального растворения и замещения апатита: обзор и фактические данные на примере метасоматизированных пород девонско-каменноугольных интрузий Западно-Магнитогорской зоны // Геологический вестник. 2020b. № 2. С. 72–84.

Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург. УрО РАН, 2002. 392 с.

Azadbakht Z., Lentz D.R., McFarlane C.R.M. Apatite Chemical Compositions from Acadian-Related Granitoids of New Brunswick, Canada: Implications for Petrogenesis and Metallogenesis // Minerals. 2018. V. 8: 598.

Belousova E. A., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Fisher N. I. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. // J. Geochem. Explor. 2002. V. 76. P. 45–69.

Cao M., Li G., Qin K., Seitmuratova E.Y., Liu Y. Major and Trace element characteristics of apatites in granitoids from Central Kazakhstan: Implications for petrogenesis and mineralization // Resour. Geol. 2012. V. 62. P. 63–83.

Krneta S., Ciobanu C.L., Cook N.J., Ehrig K., Kontonikas-Charos A. Rare Earth Element Behaviour in Apatite from the Olympic Dam Cu–U–Au–Ag Deposit, South Australia // Minerals. 2017. V. 7: 135.

Mao M., Rukhlov A.S., Rowins S.M., Spence J., Coogan L.A. Apatite Trace Element Compositions: A Robust New Tool for Mineral Exploration // Economic Geology. 2016. V. 111. No 5. P. 1187–1222.

Pan L.-C., Hua R.-Zh., Wang X.-S., Bi X.-W., Zhu J.-J., Li C. Apatite trace element and halogen compositions as petrogenetic-metallogenic indicators: Examples from four granite plutons in the Sanjiang region, SW China // Lithos. 2016. V. 254–255. P. 118–130.

Sun C., Graff M., Liang Y. Trace element partitioning between plagioclase and silicate melt: The importance of temperature and plagioclase composition, with implications for terrestrial and lunar magmatism // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2017. V. 206. P. 273–295.

Zirner A.L.K., Marks M.A.W., Wenzel T., Jacob D.E., Markl G. Rare earth elements in apatite as a monitor of magmatic and metasomatic processes: The Ilímaussaq complex, South Greenland // Lithos. 2015. V. 228–229. P. 12–22.

## АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАМОРФИЗМА

**Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П.**

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, likh@igm.nsc.ru*

Метаморфизм вызывается массо- и теплопереносом в земной коре и верхней мантии, что приводит к процессам деформации, нагревания, минеральных превращений и последующего охлаждения толщ горных пород. В недавно изданных монографиях (Ревердатто и др., 2017; Reverdatto et al., 2019) характеризуются причины, типы и параметры метаморфизма, анализируются масштабы массопереноса и метаморфические реакции в исходных породах. В зависимости от величины теплового потока выделяются три категории метаморфизма: при геотермическом градиенте, близком к «среднеземной» величине; при повышенном геотермическом градиенте в результате привноса дополнительного тепла путем магматических интрузий и диапиризма; при пониженном геотермическом градиенте, когда имела место коллизия литосферных плит и блоков и не достигалось термическое равновесие вследствие краткосрочности событий.

Представляется, что прогресс в исследовании метаморфизма в будущем будет состоять в изучении его типов, эволюции и уточнении параметров, в анализе причинно-следственных соотношений при генерации типов и их сочетании; это окажет содействие в геодинамических реконструкциях. А интерпретация результатов *P-T-t* эволюции пород с термомеханическим численным моделированием взаимодействия литосферных блоков, выполненным с учетом варьирующих скоростей и механизмов погружения и эксгумации



пород, имеет перспективы для корректного решения большого класса геодинамических задач.

Была приблизительно определена зависимость скоростей метаморфических реакций и движения фронтов минеральных превращений от условий метаморфизма; исследования следует продолжать. В качестве одной из важнейших проблем рассматривается разработка общей термо-механической модели субдукции, включающей погружение в верхнюю мантию и всплывание блоков земной коры с учетом фазовых переходов; погружение происходит при косом горизонтальном сдвиге слоистой карбонат-пелит-базальтовой толщи, а всплывание при отрыве слэба – по причине изначально низкой плотности и вязкости. Как важная задача должно рассматриваться установление различий между метаморфизмом и инфильтрационным метасоматозом. В первом случае низкая проницаемость пород ограничивает массоперенос, и минеральные преобразования происходят локально, по сути изохимически; во втором случае повышенная проницаемость способствует миграции флюида и химическим изменениям пород, т.е. метасоматозу. В перспективе было бы интересно оценить возможности и пограничные условия между этими явлениями. Мы также надеемся, что будет выяснена причина возникновения локальных участков повышенного («избыточного», сверхлитостатического) давления при деформациях пород. В первую очередь, по-видимому внимание должно быть обращено на структурно-вещественные неоднородности в породах, где в контактовых зонах могут генерироваться напряжения при сдвиговом течении. Однако последующие метаморфические события могут «затушевать» и изменить ситуацию, поэтому следует сосредоточиться на новейших явлениях. Средне-нижнекоровые зоны пластических деформаций остаются «белым пятном» при моделировании возможных тепловых источников метаморфизма и каналов транспорта вещества. Индикаторная роль метаморфизма в геодинамике будет возрастать, а выяснение природы протолитов позволит получить новые знания по геологии архея-протерозоя, а также – в поисках метаморфогенных месторождений. По всей вероятности, главная здесь роль должна быть отведена детальным геохимическим исследованиям.

В нашей стране уменьшаются исследования по метаморфической петрологии из-за снижения количества специалистов и общего падения интереса к предмету. Это печально, тревожно и удручает.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант № 21-77-20018).*

#### **Литература:**

Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Издательство СО РАН. 2017. 331 с.

Reverdatto V.V., Likhonov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer. 2019. 330 p.

---

## **КАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ, МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ И РУДОНОСНОСТИ НА ВОСТОКЕ ИРАНА И МАЛОМ КАВКАЗЕ, БЛИЖНИЙ ВОСТОК: ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ИМЕЮЩЕГОСЯ МАТЕРИАЛА, ПРЕДЛОЖЕНИЯ И ОБСУЖДЕНИЕ**

***Романько А.Е.<sup>1</sup>, Имамвердиев Н.А.<sup>2</sup>, Викентьев И.В.<sup>3</sup>, Савичев А.Т.<sup>1</sup>, Рашиди Б.<sup>4</sup>, Хейдари М.<sup>5</sup>***

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия, a-romanko@ya.ru; romanko@ginras.ru

<sup>2</sup>Бакинский Государственный университет, Баку, Азербайджан, inazim17@yahoo.com

<sup>3</sup>Институт геологии рудных месторождений РАН, Москва, Россия, viken@igem.ru

<sup>4</sup>Сатран ресурсиз, гео-компания, Перт, Австралия, bahman.rashidi@hotmail.com

<sup>5</sup>Парс Кани, Тегеран, Иран; mehrdad.hei@gmail.com



Изучаемый регион в пределах запада ближнего Востока (some K-Q structures in the western Middle East) представляет исключительный интерес. Обобщены прежние и получены новые материалы по собственно кайнозойскому и более древнему магматизму, тектонике и металлогении некоторых структур Ирана: востока и также севера страны (Cu-рудный район Аббас-Абад и др.) и, кроме того, Малого Кавказа (существенно поздний кайнозой). Получены важные данные по расплавленным включениям (включая таковые высоководные, до 9 мас. % H<sub>2</sub>O) в прозрачных минералах пород (по В. Ирану – В.Ю. Прокофьев и др., 2019 и по М. Кавказу – Н.А. Имамвердиев и др., 2010). Приведем отдельные замечания и выводы:

Кайнозойский и более широко – альпийский магматизм – региона преимущественно контролируется верхнемантйной компонентой в результате отрыва или деляминации литосферы при сильной коллизии в миоцене (N1) – ок. 21 млн лет назад, по М. Кескину (сейсмический эксперимент в Турции) и др. На регион влиял и магматизм с 15 млн лет – после раскрытия «классического» рифта Красного моря, благодаря активности Африканского суперплюма. Доминирует важнейшая региональная, именно магматическая металлогения, в том числе – и мирового класса.

Охарактеризована альпийская тектоно-магматическая и металлогеническая субмеридианальная зональность, обусловленная мантийными событиями кайнозоя, субдукцией Аравийской плиты под Центральный Иран как реакцией на раскрытие упомянутого рифта Красного моря [Ярмолюк и др., 2004 и др.].

Описана мощная региональная олигоцен-неоген-четвертичная (Pg3?-N-Q) внутриплитная магматическая система. Ее продукты – щелочные-субщелочные производные (до карбонатитов Ханнешина, Афганистан и также Аравии, квартал) и экзотические лампроитоподобные породы трубок взрыва, Ю. Памир, Таджикистан, палеоген – неоген? (с использованием важных материалов Э.А. Дмитриева, 1976 и др.) формируют реконструированный субщелочной – щелочной ряд, включая экзотические магматиты с CaO=34.8 %.

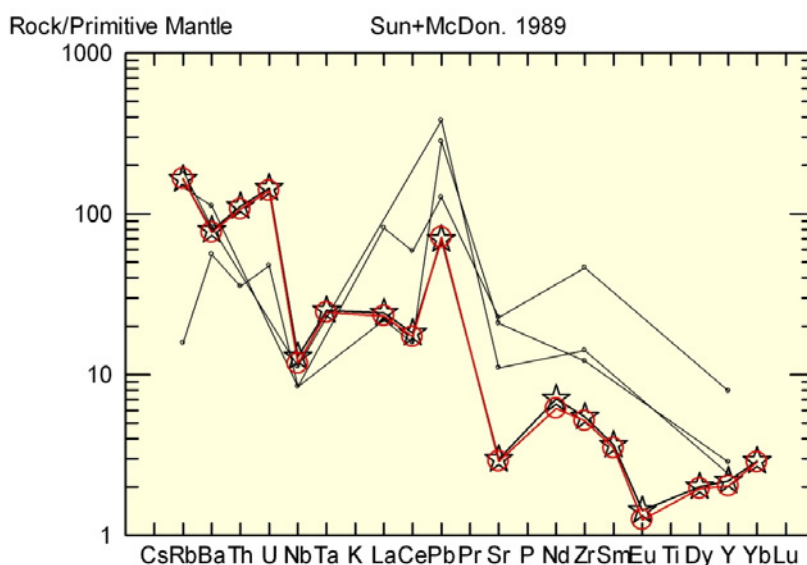
Выделены и антиподы – субдукционные продукты (эоценовые (Pg2) шошонит-латит-трахидацитовые магматиты с промышленной металлогенией мирового класса (конкурент сходной порфировой металлогении Анд-Анарек, Аббас-Абад и др.), а далее – олигоцен-четвертичные, до голоцена? (Pg3-Q) известково-щелочные образования). Важна магматическая и рудная аналогия с порфировой минерализацией аналогов? Кураминской зоны, Тянь-Шань, поздний палеозой использованы данные В.А. Коваленкера, В.Ю. Прокофьева и др. по расплавленным включениям этого региона). Лишь молибден – Мо (который коррелирует с повышенной калиевой щелочностью и кремнекислотностью) угнетен в некоторых структурах В. Ирана, в отличие от упомянутой Кураминской зоны Тянь-Шаня.

Богатейшая порфировая минерализация региона (главная фаза – эоцен (Pg2), до миоцена – N1) обусловлена активностью источника в обогащенной мантии и разубоживается после отрыва (деляминации) литосферы в олигоцене (Pg3) и – как следствие – затруднения проникновения расплавов обогащенной мантии – главного источника рудных компонентов, учитывая данные Хашке и др. – Haschke et al, 2010, а также (Imamverdiyev et al., 2014, Prokof'ev et al., 2000, Romanko et al., 2018, Vikentev et al., 2004).

На востоке Ирана впервые выявлены неожиданно высокотемпературные, 1150–1220 °С, кислые калиевые расплавленные включения силикатного стекла в высоко-калиевых же кислых породах квартала? с субдукционными характеристиками (против нетипичности таковых (расплавленных включений) в перегретых неоген-четвертичных (N-Q) внутриплитных и также палеогеновых (Pg2) шошонит-латитовых субдукционных производных региона). Своеобразны включения в позднейшем кислом расплаве стратовулкана Базман (неоген-квартал), Т кристаллизации = 690°C и очень высоким содержанием H<sub>2</sub>O – по независимым



методам (среднее – 4.8), на пределе до 9.0 мас. %, – по В. Ю. Прокофьеву и др., 2019; (рис. 1). Устойчив дефицит европия –  $Eu/Eu^* = 0.38-0.78$ , а среднее  $(La/Yb)_N=7.8$ . Этот позднейший расплав долгоживущего (N1-Q, не менее 24 млн лет) вулкана Базман мы интерпретируем как остаточный ввиду аномального термического состояния региона – по разнообразным прежним и новым данным. Флюидные углеводородные (УВ) и водные включения наиболее развиты в щелочных породах золотоносного массива Лар (N1 – миоцен?), диоритах (Pg3-N1 – олигоцен-миоцен?) на контакте с карбонатами, а наименее – в структурированных офиолитах и их меланже (К – мел). Многочисленны средние и кислые магматиты, отвечающие аналогам из классических отечественных работ (Коваленко, Ярмолук и др., 1983; Лучицкий, 1985; Маракушев 1988, Рябчиков и др. 2009; и др.).



**Рис 1.** Многокомпонентная диаграмма Сана и МакДоналда – нормировано к примитивной мантии (spider-diagram of Sun and McDonald, 1989, normalized to primitive mantle) для стекол расплавных включений в кварце вулкана Базман (звезда – среднее для 5 стекол, кружок – одиночное стекло с минимальным содержанием воды – 4.00 мас. %) и вмещающих пород (точки, 3 кривые, обр. R-82 – риолит и R-75 – дацит).

Давно известна и углеводородная (УВ), субмеридианальная зональность гигантского УВ-пояса (явно обусловленная глубинным разломом) от Персидского залива (немыслимая по представительности и сохранности колонка пермь – неоген для Персидского залива) части гигантского УВ-пояса – через Каспий – до самого Баренцева моря, по В.Л. Сывороткину и др., 2016, Хаину и др., 2003 и др. Возможно, это связано и со снижением/колебанием теплового эффекта упомянутого суперплюма в северном румбе. Выявляется и частная зональность в пределах этого гигантского пояса – своеобразные волны УВ (в связи с неоднородностью теплового потока?). Привлекательно совместное участие как основного биогенного, так и подчиненного абиогенного факторов в образовании УВ, учитывая известные материалы М.В. Родкина, 2014; а также С.А. и А.А. Маракушевых, А.И. Тимурзиева, В.Л. Сывороткина, Д.А. Астафьева, А.М. Кузина и мн. др. Довольно давно известна и связь рудной минерализации и углеводородов (например, для Ю. Урала и др. – УВ обычно находятся ниже ?).

Влияние мантийной компоненты, очевидно, сильнее на Малом Кавказе (своеобразный фронт событий) против Ирана (периферия событий), что выражено в повышенной роли: щелочных и субщелочных расплавов, мантийного рудообразования и др. на М. Кавказа.



Авторы очень благодарны А. Хушманзаде, М.А.А. Ноголь Садату и Е.Ф. Романько – руководителям полевых работ на востоке Ирана; а также А.В. Гирнису, В.Ю. Прокофьеву и др., В.В. Ярмолюку, С.Н. Бубнову, В.А. Коваленкеру, В.Н. Волкову, А.Н. Перцеву, Л.Н. Романько, Н.Н. Тарасову и многим специалистам за исключительно ценные консультации, продолжительные плодотворные обсуждения, конструктивную критику, помощь и т.д.

Данная работа выполнена в рамках темы госзадания № 0135-2018-0034 Геологического института РАН (Н.П. Чамов), и др.

#### Литература:

- Лучицкий И.В. Палеовулканология. М.: Наука, 1985. 275 С.
- Магматические горные породы. Средние и кислые породы. Ред. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. М: Наука, 1983. 410 с.
- Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
- Прокофьев В.Ю., Наумов В.Б., Романько А.Е., Плечов П.Ю., Балашова А.Л., Имамвердиев Н.А. Низкотемпературные кислые расплавы вулкана Базман, Иран // Доклады РАН, 2019. Т. 485. № 5. С. 422-425.
- Русинов В.Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах Наука, 1989. 213 с.
- Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Соловова И.П. Физико-химические условия магмообразования в основании Сибирского плюма по данным исследования расплавных микровключений в меймечитах и щелочных пикритах Маймеча-Котуйской провинции // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 311-323.
- Imamverdiyev N.A., Romanko A., Abdullayeva Sh.F., Prokofiev V., Vikentev I., Savichev A., Stepanov S., Heidari M., Rashidi B. L. CAUCASUS – E. IRAN, Middle East: Some materials on geology and metallogeny, “hot” tectonics due to the African superplume activity, melt and fluid inclusions; different data on hydrocarbons (OIL, HC), and some problems. News of Baku State University. 2014. N 3. P. 113-136.
- Prokof' yev V. Yu., Bortnikov N. S., Zorina L. D., Kulikova Z. I., & Matel N.L. The Darasun intrusive-related gold-polimetallic deposit, Eastern Transbaikalia, Russia: Petrochemical, melt and fluid inclusion, REE and stable isotope (O, C, and S) studies Applid Mineralogy. Rammlmair et al. (eds). Balkema, Rotterdam, Brookfield, 2000. P. 399-402.
- Romanko A., Imamverdiyev N.A., Prokofiev V., Vikentev I., Rashidi B., Savichev A., Heidari M., 2018. Some new and previous materials on Alpine magmatism, tectonics, melt and fluid inclusions, and metallogeny in Eastern Iran. International Journal of Mining Science. 2018. V. 4. Issue 1. P. 11-28.
- Vikentiev I.V., Yudovskaya M.A., Mokhov A.V., Kerzin A.L., Tsepin A.I. GOLD AND PGE IN MASSIVE SULFIDE ORE OF THE UZELGINSK DEPOSIT, SOUTHERN URALS, RUSSIA. Canadian Mineralogist. 2004. V. 42. P. 651-665.

## ВЛИЯНИЕ ЩЕЛОЧНОГО ФЛЮИДА НА ЗОНУ АРГИЛЛИЗАЦИИ СОВРЕМЕННОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

**Рычагов С.Н.<sup>1</sup>, Сандимирова Е.И.<sup>1</sup>, Кравченко О.В.<sup>1</sup>, Чернов М.С.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия,  
rychsn@kscnet.ru

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
chernov@geol.msu.ru

Аргиллизированные породы широко распространены в вулканических районах и обладают особыми физико-химическими, петрофизическими и геохимическими свойствами (Ерошев-Шак, 1992; Набоко, 1980; Разумова, 1977; Hemley, Jones, 1964; Reyes, 1990). В верхних горизонтах гидротермальных систем разгрузка кислых сульфатных (хлоридно-сульфатных, гидрокарбонатно-сульфатных) растворов сложного катионного состава



приводит к интенсивному выщелачиванию вмещающих пород, образованию вторичных кварцитов, опалитов, толщи гидротермальных глин и кремнистых осадков (Коробов, 1994; Фролова и др., 2020). Разгрузка щелочных растворов на высоких гипсометрических уровнях в современных вулканических и гидротермальных системах происходит редко, но представляет большой интерес как возможный индикатор глубинного металлоносного флюида (Рычагов и др., 2017). Настоящий доклад посвящен характеристике минералообразования в контрастных физико-химических условиях, на примере двух термальных полей Южной Камчатки.

Восточно-Паужетское термальное поле (ВПП) расположено на западном склоне Камбального вулканического хребта – резургентного тектоно-магматического поднятия в Паужетской вулканотектонической депрессии (Долгоживущий ..., 1980). Термальное поле приурочено к кольцевому приподнятому блоку четвертичного возраста (Структура ..., 1993). Общие размеры поля составляют  $\geq 250 \times 500$  м, а наиболее прогретого участка –  $100 \times 200$  м. Термопроявления представлены парящими грунтами, парогазовыми струями, грязеводными котлами и теплыми озерами. Максимальные температуры разгружающихся на дневной поверхности вод составляют  $98^\circ\text{C}$ , грунтов –  $105\text{--}107^\circ\text{C}$ , парогазовых струй –  $108\text{--}109^\circ\text{C}$ . Термальные воды кислые сульфатные и слабокислые гидрокарбонатно-сульфатные с широким катионным составом, общая минерализация не превышает  $0.8$  г/л. Конденсат пара имеет близкий химический состав. Грунты представляют собой гидротермальные глины, образующие сплошной чехол и распространяющиеся далеко за пределы современного горячего участка. Толща глин имеет слоистое строение. Верхний горизонт является типичной зоной сернокислотного выщелачивания. Глины сложены каолинитом, гидрооксидами и оксидами Fe и Ti; сульфатами Fe, Ca и др. металлов; опалом; халцедоном. Участками сохранилась псевдоморфная структура блоковой отдельности исходных пород – лав андезитов. Мощность горизонта колеблется от  $50\text{--}80$  см на горячем участке, до  $> 300\text{--}350$  см на периферии. Ниже располагается горизонт средней мощностью  $150$  см, сложенный монтмориллонитовыми пластичными глинами. Для него характерно наличие большого количества линз, пленок и тонких прожилков опала и  $\alpha$ -кварца и рассеянного в основной массе пирита. Как было отмечено ранее, горизонт пластичных глин служит водупором и тепловым экраном и имеет определяющее значение для формирования минеральных рудных ассоциаций в структуре ВПП (Рычагов и др., 2017). Под этим горизонтом на Рудном участке вскрыты две зоны (снизу-вверх): кремнисто-карбонатно-сульфидная и фосфатно-алюмосиликатно-сульфидная. По направлению к западной границе поля зоны объединяются в единую зону более сложного состава. Горизонт «сухих» сульфидизированных глин также выдержан по простиранию термального поля. Отложения представляют собой смектитовые глины. В верхних слоях горизонта отмечается переход от каолинита к смектиту с обилием рассеянного крупнокристаллического (до  $2\text{--}3$  мм) пирита и полуразложившихся обломков андезитов. Характерно наличие фрагментов (до  $15\text{--}25$  об.%), насыщенных кремнистым веществом: они образуют прослои, линзы и «пятна» в основной матрице. Вероятнее всего, фрагменты образованы метасоматическим путем за счет замещения обломков андезитов минералами кремнезема, а также смектитами и др. На периферии поля горизонт сложен типичными «синими глинами» (насыщенными сульфидами), его мощность увеличивается. Основание толщи глин представлено метасоматическими брекчиями по андезитам и трещиноватыми андезитами. Андезиты почти полностью изменены в цеолит-карбонат-хлорит-кремнисто-алюмосиликатный агрегат, развитый как в основной массе (в цементе и во фрагментах «обломков» брекчий), так и в трещинно-поровом пространстве. Из первичных минералов встречаются: плагиоклазы ( $\text{An}_{30\text{--}70}$ ), титансодержащий авгит, амфиболы (роговые обманки), магнетит и титаномагнетит ( $\text{TiO}_2$  –  $1.9\text{--}17$  мас. %), марганецсодержащий ильменит ( $\text{MnO}$  –  $2.6\text{--}20.9$  мас. %), хромсодержащая шпинель ( $\text{MgO}$  –  $3\text{--}6$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  –  $8\text{--}18$ ;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  –  $1\text{--}23.4$



мас. %), единичные гипидиоморфные зерна кварца размером до 1 мм с мелкими включениями калиевого полевого шпата (КПШ). Ильменит образует сростки с титаномагнетитом, цирконом и апатитом. В процессе гидротермально-метасоматических изменений пород на месте первичных титансодержащих минералов образуются титан-кальций-кремнистые смеси, сфен и рутил, а на месте выщелоченных фрагментов отлагается цеолит. Шпинелиды частично замещаются пиритом и нередко обрастают пиритовой каймой. Вероятно, к наиболее ранним гидротермально-метасоматическим преобразованиям пород можно отнести широкое развитие Mg-Fe хлорита, КПШ, кварца, кальцита и цеолитов. Среди более поздних гидротермальных образований преобладают: кальциевые и натрий-кальциевые цеолиты, кальцит и магнийсодержащий карбонат, Fe-Mg хлорит, смектиты, хлорит-смектиты, алюмосиликатные образования сложного состава, кремнисто-алюмосиликатные и цеолит-халцедоновые стяжения в виде фрагментов неправильной формы. Впервые при изучении пород основания толщи глин термального поля отмечено образование относительно крупных (до 0.1-0.2 мм) выделений халькопирита и высокое содержание As (до 5 мас. %) в пирите. Также впервые установлен гидросиликат Ca (предположительно окенит). В ассоциации с кварцем, кальцитом и цеолитами он выполняет поры и трещины. По-видимому, образование гидросиликата Ca отражает последнюю стадию гидротермального изменения пород разреза на данном участке.

Рудный участок Восточно-Паужетского термального поля расположен в области перехода от наиболее горячей к остывающей части. Здесь под горизонтом пластичных глин обнаружены зоны с фосфатно-алюмосиликатно-сульфидной и кремнисто-карбонатно-сульфидной минерализацией (Рычагов и др., 2017). Разрез толщи гидротермальных глин, в целом, типичен для данного термального поля. Исходные породы представлены лавами андезитов, интенсивно измененных и трещиноватых. Характерно наличие гидротермальных зон (составляющих более 50% от мощности нижней части разреза), полностью выполненных вторичными минералами. Состав измененных пород и гидротермальных зон представлен цеолитами, кальцитом и магнийсодержащим кальцитом, хлоритами, опалом, F-Cl-apatитом. Первичные рудные фазы практически не сохранились: по ним развиваются сфен, хлориты, пирит и др. Пирит часто содержит As (до 3–5 мас. %): мышьяк входит в состав полос, локализующихся вдоль зон роста кристаллов пирита, или образует пятна-участки в его структуре. В то же время, вторичная минерализация в данном разрезе имеет и существенные отличия. Состав цеолитов более разнообразен: на фоне преобладания Ca-цеолитов образуются натрий-кальциевые и калий-натрий-кальциевые. Среди алюмосиликатов изредка присутствуют смектиты и доминируют Fe-Mg-хлориты, иногда более сложного состава – по-видимому, отражающего переход к хлорит-иллитам и гидрослюдам. Также особенностью этого разреза является наличие в гидротермальных зонах кремнисто-железистых «стяжений» в форме жил, линз, фрагментов, полос-оторочек вокруг обломков андезитов. Количество этого материала резко возрастает к основанию вскрытого разреза и составляет до 50 % от объема зон гидротермальных изменений. Кремнисто-железистые «стяжения» образуются на первом этапе гидротермально-метасоматических преобразований пород основания толщи глин Рудного участка. На следующих этапах происходит их дробление, выполнение трещин цеолитами, карбонатами, кварцем, сульфидами и др. минералами, переход закисного железа в окисное, др. процессы. Характеристика минерального состава измененных пород и гидротермальных зон основания толщи глин Восточно-Паужетского термального поля свидетельствует о глубоком перерождении исходных пород, увеличении температуры и щелочности среды к основанию вскрытого разреза. Отмечается минералого-геохимическая зональность (сверху – вниз): каолинит-смектиты → смектиты → смектит-хлориты → цеолиты-карбонаты-хлориты → цеолиты-иллит-гидрослюда. Образование нижних зон связано с привнесением щелочных и щелочноземельных элементов, As и PЗЭ.



Южно-Камбальное Центральное термальное поле (ЮКЦ) расположено в южной части Камбального вулканического хребта в 7–8 км от действующего вулкана Камбальный (последнее извержение которого произошло в 2017 г.). ЮКЦ локализовано в кольцевой морфоструктуре, по-видимому, представляющей собой эродированный кратер одного из побочных конусов плиоцен-плейстоценового стратовулкана (Сывороткин, 1993). Термальное поле отличается от других полей района, прежде всего, контрастностью физико-химических параметров разгружающихся на дневной поверхности термальных вод. рН источников колеблется от 2.8 до 7.5, притом, что воды интенсивно разбавляются метеорными. Общая минерализация достигает 4 г/л. В крупных насыщенных углекислым и серосодержащими газами котлах и пульсирующих источниках центральной части поля преобладают щелочные гидрокарбонатно-сульфатные аммониевые (кальций-аммониевые) воды с высоким содержанием многих микроэлементов (редких щелочных, цветных и черных металлов, бора, фосфора, РЗЭ). Обращает на себя внимание постоянно высокое содержание аммония, как в щелочной, так и в кислой термальной воде. Источником аммония на сольфатарных полях Камбального хребта, по-видимому, являются вулканические газы (Нехорошев, 1959). Высокой контрастностью состава и строения характеризуется толща гидротермальных глин. Каждый из 4-х участков термального поля, вскрытых скважинами, отличается литологическим строением, химическим и минеральным составами выделенных горизонтов, мощностью зон сернокислотного и углекислотного выщелачивания, и др. параметрами. Средняя мощность толщи гидротермальных глин превышает 4 м. Характеристикой, объединяющей всю толщу гидротермальных глин ЮКЦ, является наличие на каждом участке пластичных глин, образующих горизонт мощностью 70-130 см. Этот горизонт, как было показано нами на примере ВПП, может иметь большое значение в структуре поля: он служит водоупором, тепловым экраном и часто к нему приурочен комплексный геохимический барьер с образованием рудных минеральных ассоциаций. Кроме того, поровые растворы гидротермальных глин ЮКЦ, как и ВПП, характеризуются аномально высокими концентрациями редких щелочных (Li, Rb, Cs), основных щелочных и щелочноземельных элементов, содержание иттрия достигает 1–3.7 мг/л. Поровые растворы высокоминерализованные: в среднем, 5-8 г/л, на отдельных участках образуются рассолы (60–100 г/л). И гидротермальные глины, и поровые растворы в них выделяются аномально высокими, до ураганных, содержаниями Hg.

На ЮКЦ в зоне разгрузки щелочных термальных вод образуются карбонатные конкреции концентрически-зонального строения. Они были установлены ранее и охарактеризованы как "псевдошаровые агрегаты арагонита" (Карпов, 1970). Нашими исследованиями показано, что эти агрегаты не являются мономинеральными и имеют сложные химический состав и структуру. Помимо арагонита, слагающего основу каждой зоны, установлены оксиды Fe и Si, сульфаты Ca и Ba, сульфиды Fe и др. металлов, карбонаты Fe и Mn, Si-Fe-Mn образования, а также соединения азота, фосфаты кальция и редких металлов. Все отмеченные минеральные образования слагают тонкие слои, микрзоны, отдельные чешуи, почковидные и шаровидные натёки на поверхности слоев арагонита. На фоне общего для всех агрегатов концентрически-зонального строения выделяются колломорфно-полосчатые, глобулярные, крустификационные, слоистые, массивные и радиально-лучистые структуры. Разнообразие, определенная последовательность и повторяемость структур свидетельствует в пользу многостадийного пульсационного характера образования конкреций. Показано также, что карбонатные конкреции ЮКЦ образуются вследствие внедрения щелочных металлоносных растворов в открытые полости в основании толщи гидротермальных глин, последующего вскипания, охлаждения и пересыщения растворов относительно основных компонентов состава – гидрокарбоната, ортокремниевой (коллоидной и растворенной) кислоты, сульфата и



аммония. Источник ряда металлов (щелочных, цветных, редких), а также фосфора и азота, может располагаться в недрах ЮКЦ (Рычагов и др., 2021).

Таким образом, Восточно-Паужетское и Южно-Камбальное Центральное термальные поля приурочены к одной из крупнейших на Камчатке геотермальных (флюидных) систем, расположенной в недрах Камбального вулканического хребта. Термальные поля отличаются от других термоаномалий Южной Камчатки проявлением контрастных физико-химических условий в зоне разгрузки парогидротерм, что, вероятно, обусловлено влиянием глубинного металлоносного щелочного флюида на неоднородную толщу аргиллизированных горных пород.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00102).*

#### **Литература:**

- Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
- Ероцев-Шак В.А. Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.: Наука, 1992. 131 с.
- Карпов Г.А. Псевдошаровые агрегаты арагонита на современном термальном поле Камбального хребта (Камчатка) // Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970. С. 157–165.
- Коробов А.Д. Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1994. 50 с.
- Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 198 с.
- Нехорошев А.С. Гидротермальная деятельность района хребта Камбального на Южной Камчатке // Бюлл. вулканол. станций. 1959. № 28. С. 23–32.
- Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
- Сывороткин В.Л. Современный вулканизм Южной Камчатки и гидротермальный процесс // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 21–47.
- Разумова В.Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. 156 с.
- Рычагов С.Н., Сандиминова Е.И., Чернов М.С. и др. Состав, строение и происхождение карбонатных конкреций Южно-Камбального Центрального термального поля (Камчатка) // Вулканонология и сейсмология. 2021 (в печати).
- Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Чернов М.С. Минеральные ассоциации основания толщи глин как индикаторы флюидного режима Паужетской гидротермальной системы (Камчатка) // Тихоокеанская геология. 2017. Том 36. № 6. С. 90–106.
- Фролова Ю.В., Рычагов С.Н., Чернов М.С. и др. Инженерно-геологические аспекты изменения вулканогенных пород в зоне кислотного выщелачивания Южно-Камбальных термальных полей (Южная Камчатка) // Инженерная геология. 2020. Т. XV. № 1. С. 36–51.
- Hemley J.J., Jones W.R. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis of hydrogen metasomatism // Econ. Geol. 1964. V. 59. N 4. P. 238–369.
- Reyes A.G. Petrology of Philippines geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1990. V. 43. P. 279–309.

## **ЭКЛОГИТЫ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА И ПРОТОЛИТА**

*Рязанцев А.В.<sup>1</sup>, Голионко Б.Г.<sup>1</sup>, Скобленко А.В.<sup>1</sup>, Соболев С.Н.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия, avryazan51@mail.ru

<sup>2</sup>Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, Россия

Максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс является эталонным для подобных структурно-вещественных единиц, развитых в различных складчатых поясах мира.



Он является ключевым элементом в модели коллизии дуга-континент, согласно которой в среднем девоне произошла коллизия Магнитогорской внутриокеанической дуги с пассивной окраиной Балтики (Пучков, 2010). Разными изотопными методами был определен возраст пикового метаморфизма комплекса как для эклогитов, так и для глаукофан-фенгитовых сланцев, который связан с названными геодинамическими процессами. Значения возраста метаморфизма находятся в основном в интервале 384–390 млн л (Leech, Willingshofer, 2004; Beane, Connelly, 2000; Glodny et al., 2002; Лепезин и др., 2006; Вализер и др., 2013; Вализер и др., 2015).

Максютовский комплекс слагает нижние аллохтоны Магнитогорской синформы.

Проведенное определение абсолютного возраста обломочных цирконов из кварцитов юмагузинской и карамалинской серий комплекса (Голионко и др., 2020) позволило установить их палеозойский (вероятно ордовикский) возраст. Кварцитовые метатерригенные толщи комплекса довольно условно можно сравнивать с ордовикскими (кидрясовская, кураганская, маячная) (Рязанцев и др., 2019), а толщи графитовых метакремнистых кварцитов с ордовикскими и силурийскими (сакмарская, новооренбургская) свитами Сакмарского аллохтона и Восточно-Уральской мегазоны.

Некоторые данные позволяют предполагать присутствие в структуре максютовского комплекса доордовикских образований. Об этом свидетельствуют Sm–Nd датировка эклогитов  $650 \pm 15$  млн лет (Дук, 1995) и цирконы с позднедокембрийскими и раннекембрийскими возрастами из эклогитов и гранат-глаукофановых сланцев (Leech, Willingshofer, 2004; Вализер и др., 2013; Вализер и др., 2015; Краснобаев и др., 2017). В работах (Вализер и др., 2013; Вализер и др., 2015) отмечаются признаки проявления докембрийского метаморфизма в эклогитах комплекса.

Нами изучены эклогиты в районе дер. Шубино, где с ними связано месторождение рутила. С учетом данных геологоразведочных работ прошлых лет установлено, что основное рудное тело слагает крылья лежачей изоклиальной складки, полого ( $5-10^\circ$ ) погружающейся на запад. Мощность тела эклогитов до 30 м. По-видимому, это деформированный силл, залегающий среди толщ графитовых кварцитов, и слюдисто-кварцевых сланцев, которые чередуются с гранат-глаукофановыми и гранат-глаукофан-омфацитовыми сланцами, образованными по вулканогенно-осадочным и вулканогенным породам основного и среднего состава. В структуре присутствуют конформные маломощные тела тремолит-тальковых и тальковых метасоматитов, образованных по ультраосновным породам. Вблизи этих тел установлены изолированные выходы гранат-жадеитовых пород. Фрагмент структуры, содержащий эклогиты, можно интерпретировать как шарьяж, сложенный меланжем, состоящим из элементов различных комплексов, и надвинутый с востока на структуру, в которой преобладают кварциты и сланцы юмагузинской и карамалинской серий.

Эклогиты рудного тела представлены массивными породами, в которых наблюдаются полосы вторично обогащенных омфацитом зон и линейные разнонаправленные скопления гранатов. Эндоконтактные зоны обогащены глаукофаном и фенгитом.

В пределах рудного тела выделяются две основные группы эклогитов, которые отличаются по химическому составу, составами гранатов и омфацитов.

В 1-й группе эклогитов порфиробласты гранатов имеют зональное строение. Внутренние части порфиробластов имеют состав  $\text{Prp}_{17-22}\text{Alm}_{58-57}\text{Sps}_{1,4-1,6}\text{Adr}_{0,2-0,3}\text{GrS}_{22-20}$ . Они содержат большое количество включений кварца, глаукофана, рутила, апатита, цоизита, обрастающего алланит. Внешняя зона порфиробластов практически без включений. Ее состав  $\text{Prp}_{24-26}\text{Alm}_{56-58}\text{Sps}_{1,8-2,0}\text{Adr}_{0-0,6}\text{GrS}_{18-14}$ . Омфацит имеет состав  $\text{Jd}_{33-36}\text{Aeg}_{29-31}$ . По глаукофану в каймах развивается барруазит. По химическому составу породы соответствуют базальтам и андезибазальтам толеитовой серии с  $\text{Al}_2\text{O}_3=9-13\%$ ;  $\text{TiO}_2=3-4,6\%$ , до  $5,6\%$ ;



$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=7-15$ ;  $\text{FeO}^*=9,9-15,6$ ;  $F=\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+1,37\text{MgO})=0,55-0,76$ ;  $\text{La}_n/\text{Yb}_n=7-10$ . На диаграмме Th-Hf/3-Nb/16 точки составов находятся в поле внутриплитных базальтов.

Во 2-й группе эклогитов порфиробласты гранатов также имеют зональное строение. Внутренние части порфиробластов имеют состав  $\text{Prp}_{0,6-1,8}\text{Alm}_{21-55}\text{Sp}_{50-34}\text{Adr}_{0,5-1,0}\text{Grs}_{27-37}$ . Они содержат большое количество включений кварца, глаукофана, рутила, апатита, цоизита. Внешняя зона порфиробластов практически без включений. Ее состав  $\text{Prp}_{9-11}\text{Alm}_{52-56}\text{Sp}_{5,9-4,3}\text{Adr}_{0,9-0,8}\text{Grs}_{32-28}$ . Омфациит имеет состав  $\text{Jd}_{38-42}\text{Aeg}_{6,6-0,6}$ . Породы по составу отвечают базальтам-трахиандезибазальтам известково-щелочной серии с  $\text{Al}_2\text{O}_3=18,7-20,7\%$ ;  $\text{TiO}_2=0,9-2,1\%$ ;  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,2-4,7$ ;  $\text{FeO}^*=7,4-13,9$ ;  $F=0,5-0,6$ ;  $\text{La}_n/\text{Yb}_n=1,3-4,2$ . На диаграмме Th-Hf/3-Nb/16 точки находятся в поле E-MORB.

Анализ минеральных парагенезисов эклогитов этого участка позволил выделить 4 эпизода прогрессивных метаморфических преобразований, с пиковыми параметрами  $T>800-910^\circ\text{C}$ ,  $P\sim 2,5-3,5$  ГПа (Федькин, 2018). При помощи комбинации Grt-Cpx геотермометра [Ravna, 2000] и геотермометра Ti в кварце (Thomas et al., 2010) по кварцу в матрице и во включениях в гранате, и моделирования в Perple\_X по валовому составу породы, нами предварительно определены пиковые PT параметры метаморфизма в эклогитах 1-й группы:  $T\sim 750-850^\circ\text{C}$ ,  $P\sim 1,5-2$  ГПа.

Из высокожелезистых эклогитов 1-й группы были выделены цирконы, имеющие различный облик и внутреннее строение. Преобладают субидоморфные субизометричные незональные кристаллы с корродированными поверхностями (I тип). В этих цирконах  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}=0,01-0,02$ . Образование кристаллов этого типа, по-видимому, связано с метаморфизмом. В подчиненном количестве присутствуют субидоморфные кристаллы короткопризматического облика, для внутреннего строения которых характерна осцилляторная зональность,  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}=0,32-0,63$  (II тип). Для 11 аналитических точек цирконов первого типа получено значение возраста  $385\pm 4$  млн лет (SHRIMP II), которое мы рассматриваем в качестве оценки возраста метаморфизма. Близкий возраст метаморфизма для эклогитов Шубинского месторождения был получен U-Pb методом по рутилам (Beane, Connelly, 2000). Для 3 аналитических точек циркона II типа получено значение возраста  $897\pm 6$  млн лет, которое, вероятно, соответствует возрасту магматического протолита.

Восточнее рудного тела, в зоне, где появляются метаультрабазиты, обнажается тело  $6\times 15$  м крупнокристаллических массивных фенгит-гранат-глаукофановых сланцев, имеющих по составу сходство с эклогитами 2-й группы. Из них выделены многочисленные цирконы субизометричного облика, для внутреннего строения которых характерно присутствие метаморфических оболочек и ядер с осцилляторной зональностью. В ядрах и в оболочках  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}=0,3-1,4$ . Для 29 аналитических точек ядер и оболочек получены значения возраста 650 млн лет. Эти значения близки к Sm-Nd изохронному возрасту эклогитов (Дук, 1995).

Для эклогитов этого района по результатам U-Pb исследований цирконов ранее был установлен возраст метаморфизма около  $561\pm 10$  млн л, а также приведен ряд более древних значений (Краснобаев и др., 2017).

В структуре меланжа, в котором находятся тела разновозрастных эклогитов, в том числе с протолитом, имеющим рифейский возраст, вероятно присутствуют фрагменты разрезов, являющихся субстратом для внедрения тел габброидов. Вероятные аналоги толщ с углеродистыми сланцами известны в Зауралье, где их раннерифейский возраст обоснован находками акритарх (Гауэр, 1981). Эти толщи прорваны роями долеритовых силлов, состав которых имеет сходство с составом некоторых разностей максютовских эклогитов.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 20-05-00308, №20-5518017 в рамках госзадания 0135-2019-0049.*





### Литература:

- Бирюков В.М. Высокобарические комплексы подвижных поясов. Москва: Наука, 1988. 207 с.
- Вализер П. М., Краснобаев А. А., Русин А. И. Жадеит-гроссуляровый эклогит максютовского когмплекса, Южный Урал // Литосфера. 2013. №4. С 50–61.
- Вализер, П.М. Краснобаев А.А., Русин А.И. УНРМ эклогит максютовского комплекса (Южный Урал) // ДАН 2015. Т 461. №3. С. 316–321.
- Голионко Б.Г., Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Кузнецов Н.Б., Шешуков В.С., Дубенский А.С., Гареев Б.И. Палеозойский возраст метатерригенных толщ мксютовского метаморфического комплекса на Южном Урале по результатам U–Pb датирования зерен обломочного циркона // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле, 2020, Т. 493, № 2, стр. 11-17 DOI: 10.31857/S2686739720080071.
- Дук Г.Г. Глаукофансланцевые, глаукофан-зеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса. СПб.: ИГГД РАН, 1995. 272 с.
- Ефимов И.А., Бурд Г.И. Региональный метаморфизм, возраст и условия формирования некоторых глубинных пород докембрия Мугоджар // Советская геология, 1970, №11. С. 36–89.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилов В.Н., Медведева Е.В., Бушарина С.В. Цирконология рутиловых эклогитов максютовского комплекса (Южный Урал) // ДАН, 2017. т. 477. №3. С. 342-346.
- Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Волкова Н.И., Корсаков А.В. Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по  $40\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  данным) // Петрология, 2006. Т. 14. №1. С109–125.
- Миловский А.В., Гетлинг Р.В., Зверев А.Т., Рашкован Г.Р., Свальнова В.И. Докембрий и нижний палеозой Западного Казахстана. Москва: Издательство МГУ, 1977. 268 с.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.
- Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е., Романюк Т.В., Толмачева Т.Ю., Белоусова Е. Реконструкция венд-кембрийской активной континентальной окраины на Южном Урале по результатам изучения детритовых цирконов из ордовикских терригенных пород // Геотектоника, 2019, №4, с. 43–59.
- Федькин В.В. Четыре эпизода термальной эволюции эклогитов максютовского комплекса (Южный Урал) // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (5-6), с. 666-684.
- Beane R.J., Connelly J.N.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , U–Pb, and Sm–Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov complex southern Ural mountains, J. Geol. Soc. (Lond.). 2000. 157, p. 811–822.
- Glodny J., Bingen B., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A. Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: the Maksyutov complex, Southern Urals, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta, 2002, v. 66 (7), p. 1221–1235.
- Leech M.L., Willingshofer E. Thermal modeling of the UHP Maksyutov Complex in the south Urals // Earth and Planetary Science Letters. 2004. 226. p. 85–99.
- Ravna E. The garnet-clinopyroxene  $\text{Fe}^{2+}$ -Mg geothermometer: An updated calibration // Journal of Metamorphic Geology. 2000. 18(2). p. 211–219.
- Thomas J. B., Bruce Watson E., Spear F., Shemella P., Nayak S., Lanzirrotti, A. Titanite under pressure: the effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz. Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010.160. p. 743–759.



## ВОЗРАСТ ЭКЛОГИТОВ ТУЛЕПСАЙСКОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНЫХ МУГОДЖАР

*Рязанцев А.В.<sup>1</sup>, Голионко Б.Г.<sup>1</sup>, Скобленко А.В.<sup>1</sup>, Стифеева М.В.<sup>2</sup>, Плоткина Ю.В.<sup>2</sup>,  
Сальникова Е.Б.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия, *avryazan51@mail.ru*

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

В пределах западной части Восточно-Мугоджарской зоны Южного Урала выделяется Талдыкская антиформа, перекрытая на западе аллохтонами комплексами Магнитогорской антиформы, а на востоке – Балкымбайского грабена. Талдыкская антиформа выполнена метаморфическими породами, относящимися к южномугоджарской и талдыкской сериям. Южномугоджарская серия представлена мигматизированными амфиболитами, а талдыкская – кварцитами, кварц-сланцевыми и кианитовыми сланцами, гнейсами и лептинитами (Миловский и др., 1977). Породы южномугоджарской и талдыкской серий прорваны гранитоидами милысайского комплекса, имеющими по нашим данным возраст 489-545 млн лет (SHRIMP-II) и совместно с ними подверглись структурно-метаморфическим преобразованиям в условиях амфиболитовой фации, в редких случаях более высоких ступеней (Бирюков, 1988; Ефимов, Бурд, 1970; Русин, 1996; Русин, 2004).

Среди амфиболитов южномугоджарской серии присутствуют линзы мраморов с рифейскими акритархами (Миловский и др., 1977; Ефимов, Бурд, 1970). Геохронологическими данными по цирконам (U-Pb TIMS) для комплексов Талдыкской антиформы обоснован докембрийский возраст некоторых подразделений (Краснобаев, Давыдов, 1999; Краснобаев, Баянова, 2006). Авторы этих исследований расценивали полученные результаты, как предварительные.

Амфиболиты южномугоджарской серии по химическому составу отвечают низко- и умеренно-калиевым базальтам и андезибазальтам толеитовой серии. Среди амфиболитов отмечаются тела эклогитов (тулепсайский комплекс), для которых типичны симплектитовые срастания диопсида и олигоклаза вокруг реликтов омфацита. Омфацит содержит 24–39% жадеитового минала. Кроме того, в эклогитах присутствует магнезиогастингсит, эгирин-авгит, клиноцоизит, рутил. Состав кайм гранатовых порфиробластов отвечает  $\text{Prp}_{20}\text{Alm}_{44-52}\text{Sps}_{1,8-2}\text{And}_{5-3}\text{Grs}_{26-21}$ . Внутренние части порфиробластов имеют  $\text{Prp}_{23-33}\text{Alm}_{49-52}\text{Sps}_{1,8-2}\text{And}_4\text{Grs}_{19-25}$ . Параметры метаморфизма пород на около-пиковой стадии предварительно могут быть оценены как  $P=14-16$  кбар;  $T=700-800^\circ\text{C}$ .

Для оценки возраста метаморфизма пород тулепсайского комплекса из эклогитов выделен циркон и рутил. Морфологические особенности циркона свидетельствуют о метаморфическом происхождении, а его U-Th-Pb возраст составляет  $374\pm 3$  млн лет (SHRIMP-II). Близкая оценка возраста (375 млн лет, LA-ICP-MS) получена для метаморфогенного циркона из гранито-гнейсов милысайского комплекса. Согласно предварительным данным U-Pb возраст рутила из эклогитов тулепсайского комплекса составляет 340 млн лет и может отражать время закрытия его изотопной системы.

Полученные оценки возраста метаморфизма эклогитов Восточно-Мугоджарской зоны коррелируются со значениями возраста одной из стадий метаморфизма максютовского комплекса ( $375\pm 2$  млн лет) (Glodny et al., 2002). Максютовский и тулепсайский комплексы являются близкими по возрасту структурными аналогами, слагая нижние аллохтоны на разных крыльях Магнитогорской синформы. В максютовском комплексе субстратом для внедрения интрузий основного состава, представляющих протолит эклогитов, по-видимому, являются нижнерифейские толщи. Эклогиты тулепсайского комплекса сформированы по магматическим породам, находящимся в разрезе нижнерифейской южномугоджарской



серии. Формирование тулепсайского и максютовского комплексов в девоне отражают одни и те же геодинамические обстановки коллизии дуга-континент.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, грант № 20-05-00308 и Национального научного фонда Болгарии №№ 20-55-18017, КР-06-Russia-32 и в рамках госзадания 0135-2019-0049.*

#### **Литература:**

Миловский А.В., Гетлинг Р.В., Зверев А.Т., Рошкован Г.Р., Свальнова В.И. Докембрий и нижний палеозой Западного Казахстана. Москва: Издательство МГУ, 1977. 268 с.

Бирюков В.М. Высокобарические комплексы подвижных поясов. Москва: Наука, 1988. 207 с.

Ефимов И.А., Бурд Г.И. Региональный метаморфизм, возраст и условия формирования некоторых глубинных пород докембрия Мугоджар // Советская геология, 1970, №11. С. 36–89.

Краснобаев А.А., Баянова Т.Б. Новые данные по цирконовой геохронологии Талдыкского блока Мугоджар // Ежегодник-2005. Екатеринбург: Издательство Института геологии и геохимии УрО РАН, 2006. С. 297–300.

Краснобаев А.А., Давыдов В.А. Цирконовая геохронология Талдыкского блока Мугоджар // Докл. РАН. 1999. Том. 366. № 1. С. 95–99.

Русин А.И. Китарсайская эклогит-перидотитовая ассоциация Мугоджар // Ежегодник ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1996. С. 99–103.

Русин А.И. Метаморфические комплексы Урала и проблема эволюции метаморфизма в полном цикле развития литосферы подвижных поясов. Автореф. дисс. на соискание уч. ст. д.г.-м.н. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург 2004 г. 48 с.

Glodny J., Bingen B., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A. Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: the Maksyutov complex, Southern Urals, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta, 2002, v. 66 (7), p. 1221–1235.

---

## **ПРОЦЕССЫ НИЗКОБАРИЧЕСКОГО ПЛАВЛЕНИЯ КАЛЬЦИТА И ОБРАЗОВАНИЯ МЕЛИЛИТ-НЕФЕЛИНОВЫХ ПАРАЛАВ В ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ МОНГОЛИИ**

**Савина Е.А.<sup>1</sup>, Перетяжко И.С.<sup>1</sup>, Хромова Е.А.<sup>2</sup>, Глушкова В.Е.<sup>1</sup>**

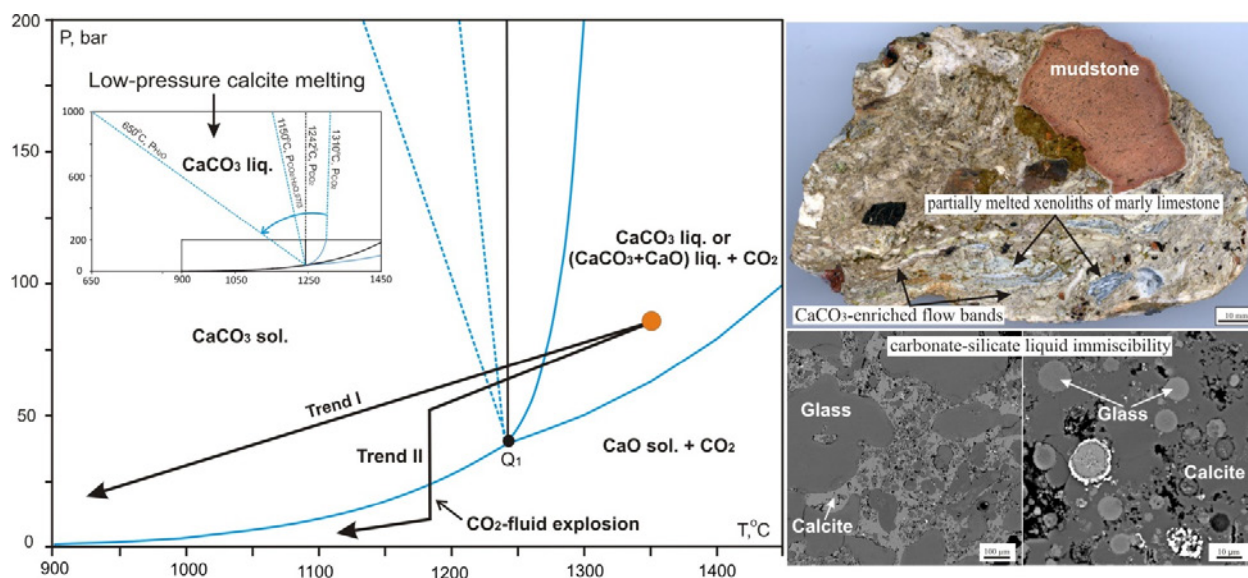
<sup>1</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, helen@igc.irk.ru

<sup>2</sup>Институт геологии СО РАН, Улан Удэ, Россия

При изучении пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид (Восточная Монголия) впервые получены доказательства низкобарического инконгруэнтного плавления мергелистого известняка, содержащего до 40 мас. % пелитового материала (Peretyazhko et al., 2021). В процессе высокотемпературных пирометаморфических преобразований осадочной толщи, вызванных природными угольными пожарами, в мергелистом известняке образовалась минеральная ассоциация, состоящая, в основном, из геленитового мелилита, содержащего до 65% минала геленита, и клинопироксена с вариациями состава от Al-диопсида до кусироит-преобладающего конечного члена  $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Al}_{0.5})(\text{Si}_{1.5}, \text{Al}_{0.5})_2\text{O}_6$ . Кристаллизовались также более редкие минералы (цельзиан, шпинель, перовскит, гейкилит и др.). При повышенном флюидном давлении  $\text{CO}_2$  происходило плавление силикатных минералов и кальцита с образованием силикатных расплавов различного состава, а также стехиометрического кальцитового либо нестехиометрического карбонатного (карбонатитового) расплавов. После слияния капель силикатных расплавов образовался мафический обогащенный Ca и Na ненасыщенный по  $\text{SiO}_2$  расплав, исходный для мелилит-нефелиновых паралав. Специфические особенности состава этого расплава объясняются плавлением в мергелистом известняке фенокristов-микролитов преобладающей

новообразованной минеральной ассоциации геленитового мелилита–клинопироксена и прослоев, обогащенных полевыми шпатами (альбитом, анортоклазом).

Анализ фазовой диаграммы  $\text{CaCO}_3$ , условий образования кальцитового ( $\text{CaCO}_3$ ) либо карбонатного ( $\text{CaCO}_3 + \text{CaO}$ ) расплава позволит получить новую информацию о фазовых отношениях спуррит-мервинитовой фации метаморфизма карбонатных пород. Ранее на фазовых диаграммах для этой фации метаморфизма не учитывалось плавление кальцита. По экспериментальным данным температура плавления кальцита значительно снижается от 1242 до 650 °С с ростом давления  $\text{CO}_2$  от 40 бар до 1 кбар и увеличении концентрации  $\text{H}_2\text{O}$  в водно-углекислотном флюиде, а в низкотемпературных условиях (выше инвариантной точки  $Q_1$  по фазовой диаграмме  $\text{CaCO}_3$ , рис. 1) происходит разложение небольшого количества кальцита (Baker, 1962; Persikov, Bukhtiyarov, 2004; Durand et al., 2015). Вследствие этого, при метаморфизме карбонатных пород в коровых  $P$ - $T$  условиях не будут кристаллизоваться многие индекс-минералы спуррит-мервинитовой фации метаморфизма. Данное предположение необходимо в дальнейшем проверить методами физико-химического и экспериментального моделирования.



**Рис. 1.** Сценарии охлаждения (Trend I, II) после плавления мергелистого известняка и экспериментальные данные по плавлению  $\text{CaCO}_3$  в  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  флюиде до 1 кбар (Peretyazhko et al., 2021). Фазовые границы (Baker, 1962; Ivanov, Deutsch, 2002); плавление кальцита при 1 кбар (Persikov, Bukhtiyarov, 2004; Durand et al., 2015). Синяя линия со стрелкой указывает на снижение температуры плавления  $\text{CaCO}_3$  при увеличении концентрации  $\text{H}_2\text{O}$  в водно-углекислотном флюиде. На правой части рисунка показан образец пирогенно метаморфизованного мергелистого известняка с участками матрикса породы (BSE изображения), где наблюдалась несмесимость кальцитового и силикатного расплава.

Нефелин-мелилитовые паралавы, впервые обнаруженные в пирометаморфических комплексах Монголии (Хамарин-Хурал-Хид и Нилгинском), уникальны по минералогическим и геохимическим характеристикам. Они формировались в необычных  $P$ - $T$  условиях, вызванных природными угольными пожарами – при повышенном флюидном давлении ( $P_{\text{CO}_2} > 40$  бар), предотвратившим разложение кальцита, и температуре  $> 1250$  °С. Паралавы этих комплексов имеют близкую породообразующую ассоциацию (мелилит, клинопироксен, плагиоклаз, нефелин), содержат Fe-Са оливины (Са-фаялит, кирштейнит), K-Ва полевые шпаты (цельзиан, гиаллофан), минералы группы шпинели, рёнит-куратитовой серии с широкими вариациями состава и другие фазы (сульфиды, сульфаты, фосфиды).



Подобные пирометаморфические породы нигде ранее в мире не встречались. Локальные минерально-фазовые и геохимические особенности нефелин-мелилитовых паралав объясняются различиями состава участвующих в плавлении карбонатных пород и вариациями физико-химических параметров (температуры, состава флюида, давления, летучести кислорода, скорости охлаждения расплавов) в осадочной толще над эпицентрами угольных пожаров.

Для СЭМ ЭДС изучения пирометаморфических пород использовалось оборудование Центра коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

### Литература:

Baker E.H. 1962. Calcium oxide-carbon dioxide system in the pressure range 1–300 atmospheres // J Chem Soc: 464–470. <https://doi.org/10.1039/JR9620000464>

Durand C., Baumgartner L.P., Marquer D. 2015. Low melting temperature for calcite at 1000 bars on the join  $\text{CaCO}_3 - \text{H}_2\text{O}$  – some geological implications // Terra Nova 27: 364–369. <https://doi.org/10.1111/ter.12168>

Ivanov B.A., Deutsch A. 2002. The phase diagram of  $\text{CaCO}_3$  in relation to shock compression and decomposition // Phys Earth Planet Inter. 129: 131–143. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00268-0](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00268-0)

Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. 2021. Low-pressure (> 4 MPa) and high-temperature (> 1250 °C) incongruent melting of marly limestone: formation of carbonate melt and melilite–nepheline paralaва in the Khamaryn–Khural–Khiid combustion metamorphic complex, East Mongolia // Contributions to Mineralogy and Petrology, 136:38. <https://doi.org/10.1007/s00410-021-01794-5>

Persikov E.S., Bukhtiyarov P.G. 2004. Experimental study of the mechanisms of calcite and dolomite melting at high fluid pressures, in: Informational Bulletin of the Annual Seminar of Experimental Mineralogy, Petrology and Geochemistry. [http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h\\_dgggms/1-2004/informbul-1\\_2004/term-5e.pdf](http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2004/informbul-1_2004/term-5e.pdf)

## ДУБРАВИНСКИЙ КОМПЛЕКС ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ НЕОАРХЕЯ (КУРСКИЙ БЛОК, САРМАТИЯ): ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА

Савко К.А.<sup>1,2</sup>, Самсонов А.В.<sup>3</sup>, Кориш Е.Х.<sup>1</sup>, Червяковский В.С.<sup>4</sup>, Цыбуляев С.В.<sup>1</sup>,  
Базиков Н.С.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Воронежский университет, Воронеж, Россия, [ksavko@geol.vsu.ru](mailto:ksavko@geol.vsu.ru)

<sup>2</sup>Российский государственный геологоразведочный университет, Старооскольский филиал, Старый  
Оскол, Россия

<sup>3</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва,  
Россия, [samsonovigem@mail.ru](mailto:samsonovigem@mail.ru)

<sup>4</sup>Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия,  
[v.chervyakovskiy@mail.ru](mailto:v.chervyakovskiy@mail.ru)

Курский блок Сарматии состоит из палеоархейского Курско-Бесединского гранулит-гнейсового домена и надвинутого на него около 2.8 млрд лет назад мезоархейского Михайловского гранит-зеленокаменного террейна (Savko et al., 2021). В неоархее Курский блок представлял собой крупный фрагмент континентальной коры, консолидированный около 2.8 млрд лет назад (Savko et al., 2018). В период 2.7–2.6 млрд лет он подвергся воздействию плюма, который распознается по внутриплитному кисломуму и базитовому магматизму (Savko et al., 2019).



Щелочные породы и карбонатиты слагают две интрузии – Дубравинскую и Чернянскую в поле развития палеоархейских гнейсов, а также отдельные небольшие тела. Дубравинский массив щелочных пород имеет в плане дугообразную форму. Его протяженность около 12 км и ширина от 200 до 700 м, падение крутое 55–75°. В строении массива принимают участие три основных типа пород: щелочные пироксениты, карбонатиты и сиениты. Отмечается чередование этих типов пород. Карбонатиты представлены крутопадающими линейными и линзообразными телами, иногда сложно ветвящимися, мощностью от десятков см до 10 м. Сиениты в виде секущих даек содержат ксенолиты щелочных пироксенитов и карбонатитов. Вмещающие палеоархейские ортогнейсы фенитизированы. Породы дубравинского комплекса подверглись метаморфизму амфиболитовой фации (630 °С и 4–5 кбар) с возрастом около 2.07 млрд лет.

В минеральном составе карбонатитов преобладает кальцит (50–90 %), присутствуют доломит, эгирин-авгит, щелочной амфибол, биотит, микроклин, апатит, титанит, магнетит. Акцессорные минералы – ильменит, рутил, сульфиды, монацит, бастнезит и циркон.

В карбонатитах содержание CaO составляет 29–54 мас. %. Также присутствуют (мас. %):  $\text{SiO}_2 = 0.7\text{--}15.2$ ;  $\text{FeO}_{\text{tot}} = 0.8\text{--}18.0$ ;  $\text{MgO} = 0.5\text{--}5.2$ ;  $\text{TiO}_2 = 0.5\text{--}4.2$ ;  $\text{P}_2\text{O}_5 = 0\text{--}4.0$ . Карбонатиты обогащены редкими и редкоземельными элементами, содержания которых находятся в очень широких пределах:  $\text{Sr} = 671\text{--}3770$  ppm,  $\text{Ba} = 1126\text{--}3280$  ppm,  $\Sigma\text{REE} = 474\text{--}5710$  ppm с резким преобладанием LREE ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  от 30 до 198) без явных Eu аномалий ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.8\text{--}1.0$ ). Содержания высокозарядных элементов также сильно изменчивы (г/т):  $\text{Th} = 4.6\text{--}171$ ,  $\text{Y} = 30\text{--}139$ ,  $\text{Nb} = 48\text{--}283$ ,  $\text{Ta} = 0.7\text{--}9.6$ ,  $\text{Zr} = 155\text{--}369$ ,  $\text{Hf} = 3.9\text{--}8.2$ .

В пироксенитах отсутствует нормативный нефелин, они имеют содержания  $\text{SiO}_2$  от 36.2 до 42.8 мас. % и широкие вариации других петрогенных оксидов, например,  $\text{TiO}_2$  (0.9–4.3 мас. %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (1.96–12.25 мас. %),  $\text{FeO}_{\text{tot}}$  (10.4–21.8 мас. %),  $\text{MgO}$  (4.5–11.7 мас. %). Характерны высокие содержания щелочей ( $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} = 3.4\text{--}9.0$  мас. %) и кальция ( $\text{CaO} = 10.2\text{--}19.0$  мас. %). Такой состав обусловлен неравномерным распределением в них микроклина и кальцита. Содержания редких и редкоземельных элементов высокие и изменяются в широких пределах. Из «мафических» элементов резко преобладает ванадий (116–682 ppm). Пироксениты очень похожи на карбонатиты по распределению редких и редкоземельных элементов, отличаясь только их меньшими содержаниями. Пироксениты обогащены литофильными Rb (76–472 ppm), Sr (142–1535 ppm), Ba (570–3469 ppm) и высокозарядными элементами Nb (26–138 ppm), Y (8–56 ppm), Zr (12–535 ppm), Th (1–46 ppm). Также отмечаются высокие содержания редкоземельных элементов ( $\Sigma\text{REE} = 112\text{--}695$  ppm) с резким фракционированием и преобладанием LREE ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 22\text{--}98$ ) без явных Eu аномалий ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.8\text{--}1.0$ ).

Сиениты и щелочные граниты образуют дайки мощностью несколько метров, секущие пироксениты и карбонатиты. Сиениты серые, розово-серые средне- и крупнозернистые, массивной текстуры, с гранитной структурой, сложены микроклином (50–60 %), эгирином или эгирин-авгитом (10–15 %), биотитом (3–5 %), кварцем (0–5 %), альбитом (0–5 %). Акцессорные минералы: титанит, апатит, циркон, гранат, магнетит, ильменит.

Сиениты с содержаниями  $\text{SiO}_2$  от 59.5 до 63.8 % отличаются очень высокой железистостью ( $X_{\text{Fe}} = 93\text{--}96$ ), обогащены щелочами ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 11.1\text{--}13.6$ ) при значительном преобладании калия ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 2\text{--}4$ ). Они характеризуются повышенными концентрациями литофильных (Rb = 233 ppm, Sr = 369 ppm), высокозарядных (Nb = 43 ppm, Ta = 2.9 ppm, Zr = 460 ppm) и редкоземельных элементов ( $\Sigma\text{REE} = 520$  ppm) с преобладанием LREE ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 28$ ) без Eu аномалии ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.85$ ).

К определению возраста по циркону из карбонатитов нужно подходить с большой осторожностью, так как он может оказаться не первичным магматическим минералом. Возраст титанита из карбонатитов ( $2080\pm 13$  млн лет) (Альбеков и др., 2017) в пределах



ошибки совпадает с возрастом коллизионного метаморфизма  $2072 \pm 10$  млн лет (Savko et al., 2018). Поэтому для определения возраста щелочно-карбонатитового магматизма мы использовали циркон из дайки сиенитов Дубравинского комплекса, секущей карбонатиты. Циркон из сиенитов представлен идиоморфными удлиненными призматическими кристаллами. Возраст (SHRIMP) по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет  $2589 \pm 6$  млн лет. С этими результатами совпадает средневзвешенный  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраст –  $2588 \pm 5$  млн лет.

В отличие от U-Pb изотопной системы, которая во всех зернах циркона имеет близкий возраст 2.59 млрд лет, Lu-Hf изотопная система в тех же зернах демонстрирует более широкие вариации изотопного состава гафния ( $\epsilon\text{Hf}_{(2589)}$  от -3,5 до -12,1). Модельные возрасты палео- и эоархейские ( $T_{\text{Hf}}(\text{C})=3279-3829$  млн лет), свидетельствуют об их длительной коровой предыстории. Величины  $\epsilon\text{Nd}_{(2589)}$  для сиенитов также отрицательные (от -3,0 до -1,0). Их Sm-Nd модельные возрасты  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2,97-3,06$  млрд лет. Щелочные пироксениты в отличие от сиенитов имеют положительные значения  $\epsilon\text{Nd}_{(2589)} = 2,2-4,2$  и модельные возрасты  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2,6-2,78$  млрд лет, что свидетельствует об их ювенильной природе.

В пределах Курского блока локально проявлен внутриплитный высококремнистый гранитоидный магматизм с возрастом 2.61 млрд лет (Savko et al., 2019). Тесная пространственная сопряженность внутриплитного гранитоидного и щелочно-пироксенит-карбонатитового магматизма предполагают, что дубравинский карбонатитовый комплекс сформировался во внутриплитной обстановке.

*Работа поддержана проектом РФФИ № 19-05-00159.*

#### **Литература:**

Альбеков А.Ю., Чернышов Н.М., Рыборак М.В., Кузнецов В.С., Сальникова Е.Б., Холин В.М. Изотопный U-Pb возраст апатитоносных карбонатитов Курского блока Воронежского кристаллического массива // Доклады АН. 2017. Т. 473. № 3. С. 320–321.

Savko K.A., Samsonov A.V., Kholina N.V., Larionov A.N., Zaitseva M.V., Korish E.H., Bazikov N.S., Terentiev R.A. 2.6 Ga high-Si rhyolites and granites in the Kursk Domain, Eastern Sarmatia: Petrology and application for the Archean palaeocontinental correlations // Precambrian Research. 2019. № 322. P. 170–192.

Savko K.A., Samsonov A.V., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Korish E.H., Larionov A.N., Anisimova I.V., Bazikov N.S. The Early Precambrian Metamorphic Events in Eastern Sarmatia // Precambrian Research. 2018. № 311. P. 1–23.

Savko K.A., Samsonov A.V., Larionov A.N., Chervyakovskaya M.V., Korish E.H., Larionova Yu.O., Bazikov N.S., Tsybulyaev S.V. A buried Paleoproterozoic core of the Eastern Sarmatia, Kursk block: U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotope mapping and paleotectonic application // Precambrian Research. 2021. № 353. 106021.



## ПАЛЕОАРХЕЙСКАЯ КОРА КУРСКОГО БЛОКА САРМАТИИ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА

**Савко К.А.<sup>1</sup>, Самсонов А.В.<sup>2</sup>, Кориш Е.Х.<sup>1</sup>, Ларионов А.Н.<sup>3</sup>, Червяковская М.В.<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Воронежский университет, Воронеж, Россия, [ksavko@geol.vsu.ru](mailto:ksavko@geol.vsu.ru)

<sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, [samsonovigem@mail.ru](mailto:samsonovigem@mail.ru)

<sup>3</sup>Центр изотопных исследований Всероссийского геологического института им. Д.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, [Alexander\\_Larionov@vsegei.ru](mailto:Alexander_Larionov@vsegei.ru)

<sup>4</sup>Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия, [masha\\_vuf\\_91@mail.ru](mailto:masha_vuf_91@mail.ru)

Архейская кора Курского блока Сарматии представлена двумя типами геологических террейнов: Курско-Бесединской гранулит-гнейсовой (ГГО) и Михайловской гранит-зеленокаменной областями (ГЗО) (рис. 1). Курско-Бесединская ГГО сложена ортогнейсами. Среди них выделяются линзовидные тела гранулитов протяженностью до первых километров, представленные частым чередованием (от 1–2 до 30–35 м) пироксен-магнетитовых кварцитов (ЖКФ), метабазитовых и метапелитовых гранулитов. Возраст гранулитового метаморфизма составляет 2,8 млрд лет (Savko et al., 2018). На западе они граничат с ареалами распространения пород ТТГ ассоциации, среди которых присутствуют небольшие зеленокаменные пояса петельчатой формы.

*Геохронология и изотопная систематика Курско-Бесединской ГГО.* Изотопное датирование цирконов показало, что в них зафиксировано известное высокотемпературное метаморфическое событие с возрастом 2,8 млрд лет. Оно проявлено в метаморфических каймах цирконов в ортогнейсах и метапелитовых гранулитах и в отдельных перекристаллизованных зернах в ортогнейсах и метабазитах. Палеоархейские возрасты установлены почти для всех ядер цирконов из ортогнейсов и метапелитов, причем часто они образуют несколько кластеров. В метапелитовом гранулите выделено три кластера:  $3535 \pm 13$ ,  $3464 \pm 9$  и  $3334\text{--}3384$  млн лет, в ортогнейсе  $3005/314$  два:  $3556 \pm 11$  и  $3472 \pm 22$  млн лет, видимо, отражающие эпизоды роста коры.

Первичный изотопный состав неодима в ортогнейсах и метапелитах и модельные возрасты свидетельствует о палеоархейских коровых источниках. Для пород гранулит-гнейсовой области также характерен широкий диапазон отрицательных значения  $\varepsilon(\text{T})\text{Hf}$ . Хотя Lu-Hf изотопная система в цирконах демонстрирует широкие вариации изотопного состава гафния в ортогнейсах, метапелитовых гранулитах, метабазитах, все модельные возрасты  $\text{T}\text{Hf}(\text{DM})$  очень древние палеоархейские, эоархейские и даже гадейские. Изотопные свидетельства существования палеоархейской коры в Курском блоке присутствуют также Sm-Nd пробах [ $\text{T}\text{Nd}(\text{DM})$ ] и в цирконах [ $\text{T}\text{Hf}(\text{DM})^c$ ] из неоархейских риолитов и гранитов (Savko et al., 2019). Анализ опубликованных Nd и Hf данных для неоархейских гранитов и риолитов позволяет расширить ареал распространения палеоархейской коры. Судя изотопному составу Nd, эти породы являются производными палеоархейской коры без вклада мезоархейского вещества Михайловской ГЗО в область плавления.

Палеопротерозойские дайки гранодиоритов в Курско-Бесединской ГГО, также несут информацию о палеоархейской коре. В них присутствуют захваченные зерна цирконов с палеоархейскими возрастными. Внешние каймы цирконов из них имеют возрасты около 2,05 млрд лет, совпадающий с 2,04–2,07 млрд лет постколлизийным магматизмом (Савко и др., 2014). Дайками гранодиоритов были захвачены цирконы из палеоархейских пород. В них также зафиксировано метаморфическое событие во внутренних каймах (2,8 млрд лет) и палеоархейские события в ядрах с возрастом 3627–3387 млн лет. Кроме того, присутствуют цирконы с возрастными 2722–2629 млн лет.



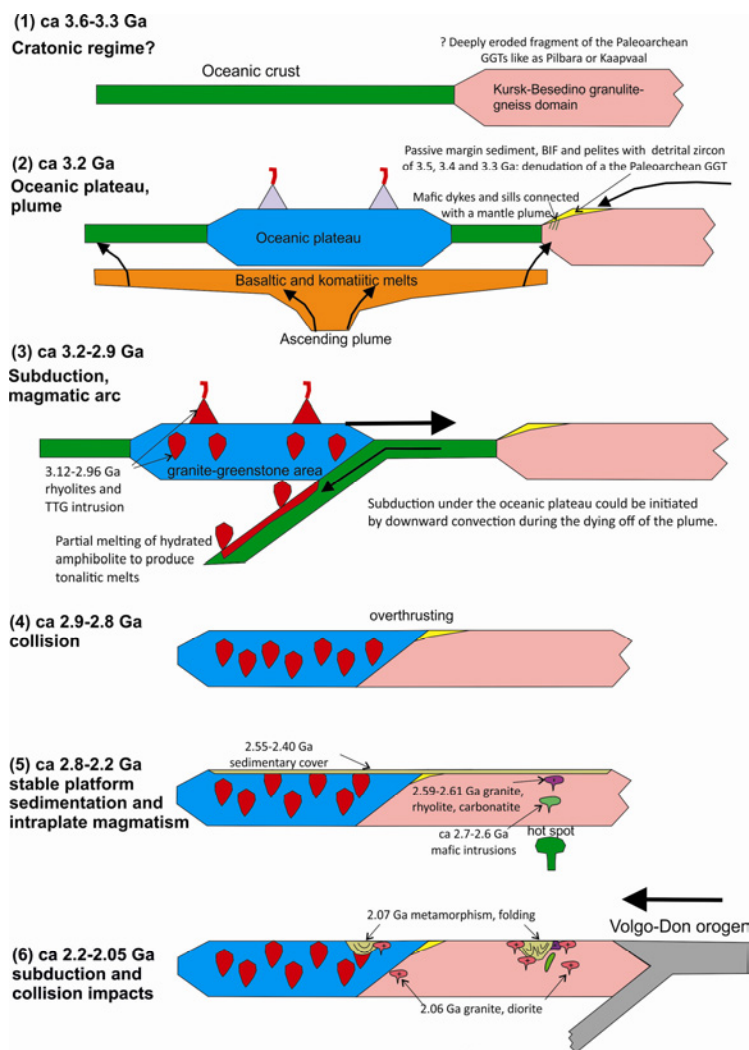


Рис. 1.

В это время в Сарматии между 2,8 млрд лет гранулитовым метаморфизмом и 2,61 млрд лет внутриплитным кислым магматизмом с предполагается континентальный рифтогенез, сопровождаемый преимущественно базитовым вулканизмом (Савко и др., 2017). Таким образом, в цирконах из палеопротерозойских даек гранодиоритов в Курско-Бесединской ГГО записана вся летопись архейских геологических событий.

Таким образом, палеоархейские гранулит-гнейсовые области сформировались в результате нескольких эпизодов роста коры. Они представляют собой фрагменты палеоархейского ядра Сарматии и характеризуются длительной коровой предысторией и древними эоархейскими и даже гадейскими источниками вещества.

*Геохронология и изотопная систематика Михайловской ГЗО.* В Курском Домене возраст ТТГ батолитов составляет 2960–3051 млн. лет с отдельными импульсами 2960, 3025 и 3051 млн лет назад (Савко, 2019а). В них отсутствуют более древние захваченные цирконы или унаследованные ядра. Метариолиты из зеленокаменного пояса имеют возраст 3122 млн лет (Савко, 2019б). Метаосадочные породы содержат популяции цирконов с возрастaми 3,05–3,16 и 2,92–3,0 млрд лет.

Мезоархейские ТТГ, метариолиты и метабазиты ГЗО имеют ювенильную природу и характеризуются положительными значениями  $\varepsilon(T)Nd = 0.3-4.0$  и мезоархейскими модельными возрастaми  $T(DM)Nd (<3,2$  млрд лет). Эти данные подтверждаются



исследованиями изотопной Lu-Hf системы в цирконах. Для них также характерны резко преобладающие положительные значения  $\varepsilon(T)_{\text{Hf}}$ , но более широкие вариации модельных возрастов  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c$  (мезо- и позднепалеоархейские).

Кроме того, определены изотопные характеристики крупного палеопротерозойского диоритового Троснянского массива в Михайловской ГЗО (Кориш и др., 2020). Циркон с возрастом 2,06 млрд лет из диоритов имеет  $\varepsilon_{\text{Hf}}(2058) = -12,3 - (-16,3)$  и палеоархейские модельные возрасты  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c = 3293 - 3663$  млн лет.

*Соотношение мезоархейских ГЗО и палеоархейских ГГО в Курском блоке.* В ТТГ, вулканитах и метаосадках ГЗО не отражен 2,8 млрд лет гранулитовый метаморфизм и они характеризуются более радиогенным изотопным составом Nd в породах по сравнению с гранулит-гнейсовой. В палеоархейской гранулит-гнейсовой области отсутствуют цирконы с возрастными 2,9–3,1 млрд лет, отражающие время формирования гранит-зеленокаменных поясов. Следовательно, палеоархейские ГГО и мезоархейские ГЗО были пространственно разобщены до 2,8 млрд лет и имели разные источники вещества (рис. 1).

Палеопротерозойские диориты в Михайловской ГЗО имеют палеоархейские источники, отвечающие по изотопным характеристикам гранулит-гнейсовой области. Исходя из этого, можно полагать, что в результате коллизии ГЗО была надвинута на гранулит-гнейсовую область (рис. 1). Небольшие фрагменты (ксенолиты) палеоархейских базитовых гранулитов в разрезах зеленокаменной области предполагают тектоническое смешение при коллизии.

Эти выводы согласуются со строением и возрастом архейских ядер в восточной части Украинского щита, где в Среднеприднепровский блок представляет собой мезоархейскую гранит-зеленокаменную область (Samsonov et al., 1996), а Приазовский блок палеоархейскую гранулит-гнейсовую область (Артёменко и др., 2014).

*Исследования выполнены в рамках проекта РФФИ (№19-05-00159).*

#### **Литература:**

Артеменко Г.В., Шумлянский Л.В., Швайка И.А. Позднепалеоархейские тоналитовые гнейсы Западно-Приазовского блока (Приазовский мегаблок Украинского щита) // Геол. журн. 2014. № 4 (349). С. 91–102.

Кориш Е.Х., Савко К.А., Самсонов А.В., Червяковская М. В. Палеопротерозойские диориты Троснянского массива Курского блока Сарматии: U-Pb возраст, изотопная систематика и источники расплавов // Вестн. Воронежского ун-та, сер. геол. 2020. № 1. С. 87–99.

Савко К.А., Самсонов А.В., Базиков Н.С., Козлова Е.Н. Палеопротерозойские гранитоиды Тим-Ястребовской структуры Воронежского кристаллического массива: геохимия, геохронология и источники расплавов // Вестн. Воронежского ун-та, сер. геол. 2014. № 2. С. 56–78.

Савко К.А., Самсонов А.В., Холин В.М., Базиков Н.С. Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя // Стратиграфия и геол. корреляция. 2017. Т. 25. №2. С. 3–26.

Савко К.А., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Ларионов А.Н., Червяковская М. В., Базиков Н.С., Кориш Е.Х. Геохронология ТТГ ассоциации в мезоархее Курского блока Восточной Сарматии // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геол. 2019а. № 2. С. 70–80.

Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. Мезоархейские кислые вулканиты Курского блока, Воронежский кристаллический массив: состав, возраст и корреляции с Украинским щитом // ДАН. 2019б. Том 486. № 6. С. 718–722.

Samsonov A.V., Chernyshev I.V., Nutman A.P., Compston W. Evolution of the Archaean Aulian Gneiss Complex, Ukraine: SHRIMP U-Pb zircon evidence // Precambrian Res. 1996. 78. 65–78.

Savko K.A., Samsonov A.V., Kotov A.B. et al. The Early Precambrian Metamorphic Events in Eastern Sarmatia // Precambrian Res. 2018. 311. 1–23.

Savko, K.A., Samsonov, A.V., Kholina, N.V. et al. 2.6 Ga high-Si rhyolites and granites in the Kursk Domain, Eastern Sarmatia: Petrology and application for the Archaean palaeocontinental correlations // Precambrian Res. 2019. 322. 170–192.



## ОСОБЕННОСТИ НОМЕНКЛАТУРЫ ЛАМПРОФИРОВ КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

*Сазонова Л.В.*

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,  
Москва, Россия, sazonovalv52@mail.ru*

В составе Кольской щелочно-магматической провинции (КМП), расположенной в северо-восточной части Балтийского щита, на северной части Восточно-Европейской платформы, значительное место занимает проявление дайкового магматизма (Арзамасцев и др., 2009). Нами изучались дайки щелочных ( $M > 65$ ) и ультрамафических лампрофиров ( $M > 80$ ) палеозойского возраста трех локаций на побережье Белого моря: Кандалаки, Кандагубы и Турьего Мыса. Дайки Кандалакши не связаны с каким-либо интрузивным массивом, тогда как дайки Кандагубы и Турьего Мыса ассоциируют с одноименными массивами. Большинство даек имеют северное или северо-восточное простирание, реже северо-западное. Дайки варьируют по мощности от первых сантиметров до метров и иногда залегают субвертикально.

Для жильных тел представленных локаций характерна ярко выраженная неоднородность текстурного, структурного и вещественного состава, которая прослеживается, как от дайки к дайке, так и внутри каждого, даже маломощного тела, по падению и простиранию. Поэтому классификация пород этих тел по минеральному и по химическому составу сложна и вызывает много вопросов.

Для названия пород этих даек, в процессе их изучения разными исследователями, использовалась, как номенклатура вулканических пород, так и номенклатура лампрофиров, последняя не всегда однозначна и до сих пор дискутируется.

Изученные нами меланократовые породы имеют характерные структуры: часто порфириовидные – с вкрапленниками темноцветных минералов. При этом нередко наблюдается непрерывный переход по размеру от фенокristов (а в некоторых случаях и мегакristов) биотита, клинопироксена, оливина до мелких зерен основной массы, в которой могут присутствовать калиевый полевой шпат, нефелин, анальцим, карбонат и различные акцессорные минералы.

Эти породы содержат значительное количество минералов, богатых F, Ba,  $SO_3$ ,  $CO_2$  и  $H_2O$ , S, таких как карбонаты, галогениды, сульфаты, цеолиты, сульфиды. В таких минералах как K-полевые шпаты, амфиболы, флогопиты и пироксены часто повышены содержания Ba,  $Fe^{3+}$ , Al и / или Ti.

В изученных породах широко распространены шаровидные, сферические оцеллярные структуры; оцелле заполнены комбинациями карбонатов, анальцима, хлорита, калиевого полевого шпата и цеолитов.

Нередко текстуры основной массы носят пятнисто-такситовый характер, связанный с неравномерным распределением карбоната и других минералов.

Нами была предпринята попытка ревизии названий пород даек щелочных и ультрамафических лампрофиров рассматриваемых локаций, на основании классификаций лампрофиров, разрабатываемой рядом авторов на рубеже столетий (Rock, 1986; 1991; Woolley et al., 1996; Tarpe et al., 2005; Le Maitre et al., 2002), с некоторыми нашими дополнениями (табл. 1–3).

С точки зрения этих авторов, деление лампрофиров по преобладающим вкрапленникам темноцветных минералов, как это было принято многими авторами ранее, нецелесообразно, так как соотношение темноцветных минералов часто меняется даже в одном маломощном теле. Из-за этого в литературе существовала заметная путаница в номенклатуре



лампрофиров, название которых давалось по вкрапленникам (Le Maitre et al., 2002; Rock, 1991; Tarpe et al., 2005).

В современной классификации (Le Maitre et al., 2002; Rock, 1991; Tarpe et al., 2005) упор делается на присутствие тех или иных щелочных лейкократовых минералов в матрице щелочных лампрофиров; соотношение карбоната и щелочных лейкократовых минералов в матрице, а также отсутствие или наличие мелилита, для ультрамафических лампрофиров. Используя корневое название по классификации (Le Maitre et al., 2009; Rock, 1991; Tarpe et al., 2005), мы добавляем в качестве определений темноцветные минералы, преобладающие в породе (например, флогопит-оливиновый айликит), для избежания непомерного расширения некоторых терминов (например, мончикит). Следует отметить, что границы между отдельными корневыми названиями пород и даже между отдельными группами нечеткие, между ними существуют постепенные переходы.

Кроме того, в изученном регионе встречаются явно меланократовые породы, по структурам (оцеллярным), обогащению карбонатным и водным компонентами и составу минералов, несомненно, принадлежащие лампрофировым жильным породам, но не имеющие вкрапленников – в названии таких жильные меланократовых пород мы вносили определение «афировые» и (например, афировый анальцимовый мончикит). Породы, содержащие >50% карбоната относились к карбонатитам.

**Таблица 1.** Ультрамафические лампрофиры, обнаруженные в изученном регионе.

Ультрамафические лампрофиры	Anl	Kfsp	Mel	Cb	Ol	Cpx	Phl	Amf	Pvs	Gar
Айликит. Состоит из комбинаций форстеритового оливина, диоксида, и флогопита в матрице тех же минералов и большого количества первичного карбоната. Часто присутствует перовскит	–	–	–	++	+	+	+	+	+	+
Дамтьернит. Состоит из комбинаций форстеритового оливина, диоксида, и флогопита в матрице тех же минералов и большого количества первичного карбоната. Часто присутствует перовскит. В основной массе в небольшом количестве присутствуют фойды и кпш.	(+)	(+)	–	++	+	+	+	+	+	+
Альнёт. Состоит из комбинаций вкрапленников форстеритового оливина, диоксида, флогопита в матрице тех же минералов, первичного карбоната и большого количеством минерала, относимого нами к мелилиту, полностью замещенному агрегатом вторичных минералов. В незначительном количестве могут встречаться фельдшпатоиды.	(+)	–	+ (замещен)	+	–	+	+	–	+	+
Польценит. Состоит из вкрапленников флогопита и Fe-Mg слюды, измененного мелилита, граната, эгирина и анальцима в матрице. Присутствуют и первичные карбонаты.	+	–	+ (замещен)	+	–	+	+	–	+	+

**Таблица 2.** Щелочные лампрофиры, обнаруженные в изученном регионе.

Щелочные лампрофиры	An (Ne)	Kfsp	Cb	OI	Cpx	Phl	Amf	Pvs	Ttn	Gar
Саннаит. Состоит из комбинаций вкрапленников форстеритового оливина, титан-авгита, титанистого биотита, в матрице тех же минералов (минус оливин), а так же карбоната, щелочного полевого шпата и анальцима.	+	++	+	+	+	+	+	-	+	-
Мончикит. Состоит из комбинаций вкрапленников форстеритового оливина, титан-авгита, титанистого биотита, в матрице тех же минералов (минус оливин), а также карбоната, нефелина (нефелиновый мончикит), анальцима (анальцимовый мончикит). Без вкрапленников – афировый мончикит.	++	-	+	+	+	+	+	+	+	+

**Таблица 3.** Разновидности пород, слагающих дайки изученного региона.

Цветное число (M%)	Количество полевых шпатов и фельдшпатоидов в основной массе		
	Pl%	Kfsp%	F%
>80	Айликит		
	нет	нет	нет
	Дамтьернит		
		≤ 5	≤ 5
	Альнёт		
>65	нет	нет	>5
	Мончикит		
	нет	>5	>5
	Саннаит KFsp>F		
	нет	>5	>5

*Ультрамафические лампрофиры жильных пород КМП.* Общим для всех жильных пород, относимых к этой группе лампрофиров, является высокий цветной индекс (> 80), высокое содержание карбоната, различное содержание оливина, клинопироксена, амфибола, флогопита (табл. 1, 3), апатита, титанистых рудных минералов, присутствие перовскита, цеолитов. Ti-граната. Эти породы имеют порфиоровую или порфировидную структуры, основной массы пород неравномернозернистые, микрозернистые.

В соответствии с классификацией, предложенной (Rock, 1991; Tappe et al., 2005, 2006), UML, не содержащие калиевого полевого шпата, анальцима или нефелина в качестве главных породообразующих минералов, отнесены к айликитам (carbonate > 5%), мела-айликитам (carbonate < 5%). UML, в которых в основной массе могут присутствовать в



небольшом количестве еще и щелочные полевые шпаты и фойды называются дамтьернитами, наличие в UML мелилита и фойдов, указывает на то, что порода относится к альнэитам.

*Щелочные лампрофиры изученного региона отличаются* тем, что обычно имеют меньший цветной индекс ( $M > 67$ ). В них в большом количестве могут присутствовать такие щелочные минерала как анальцим, нефелин, а также калиевый полевой шпат (табл. 2, 3). Почти всегда отмечается первичный карбонат в разных соотношениях, реже встречается перовскит, но более интенсивно развиты титанит, Ti-ые гранаты.

#### **Литература:**

Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматический комплекс северо-восточной части Балтийского щита. 2009. Санкт-Петербург. "Наука". 385с.

Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. et al. Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press. 2009. 254p.

Rock N.M.S. Lamprophyres. 1991. Blackie, Glasgow. 294p.

Tappe S., Foley S., Jenner G., Kjarsgaard B. Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications. 2005. Journal of Petrology. 46. 9. 1893–1900.

Tappe S., Foley S., Jenner G. et al. Genesis of Ultramafic Lamprophyres and Carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a Consequence of Incipient Lithospheric Thinning beneath the North Atlantic Craton. 2005. 47. 7/ 1261–1315.

---

## **ПЕТРОГРАФИЯ ЛАМПРОФИРОВ КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ**

***Сазонова Л.В.***

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,  
Москва, Россия, sazonovalv52@mail.ru*

Здесь представлены некоторые общие закономерности последовательности становления лампрофиров маломощных даек побережья Кандалакшского залива Белого моря и п-ова Турий Мыс, которые входят в состав крупной Кольской щелочной магматической провинции, расположенной в северо-восточной части Фенноскандинавского щита на севере Восточно-Европейского кратона.

Большая часть лампрофиров Кольской щелочно-магматической провинции имеет порфиновые структуры с вкрапленниками темноцветных минералов – оливина, клинопироксена, амфибола, флогопита. Рассмотрим особенности вкрапленников.

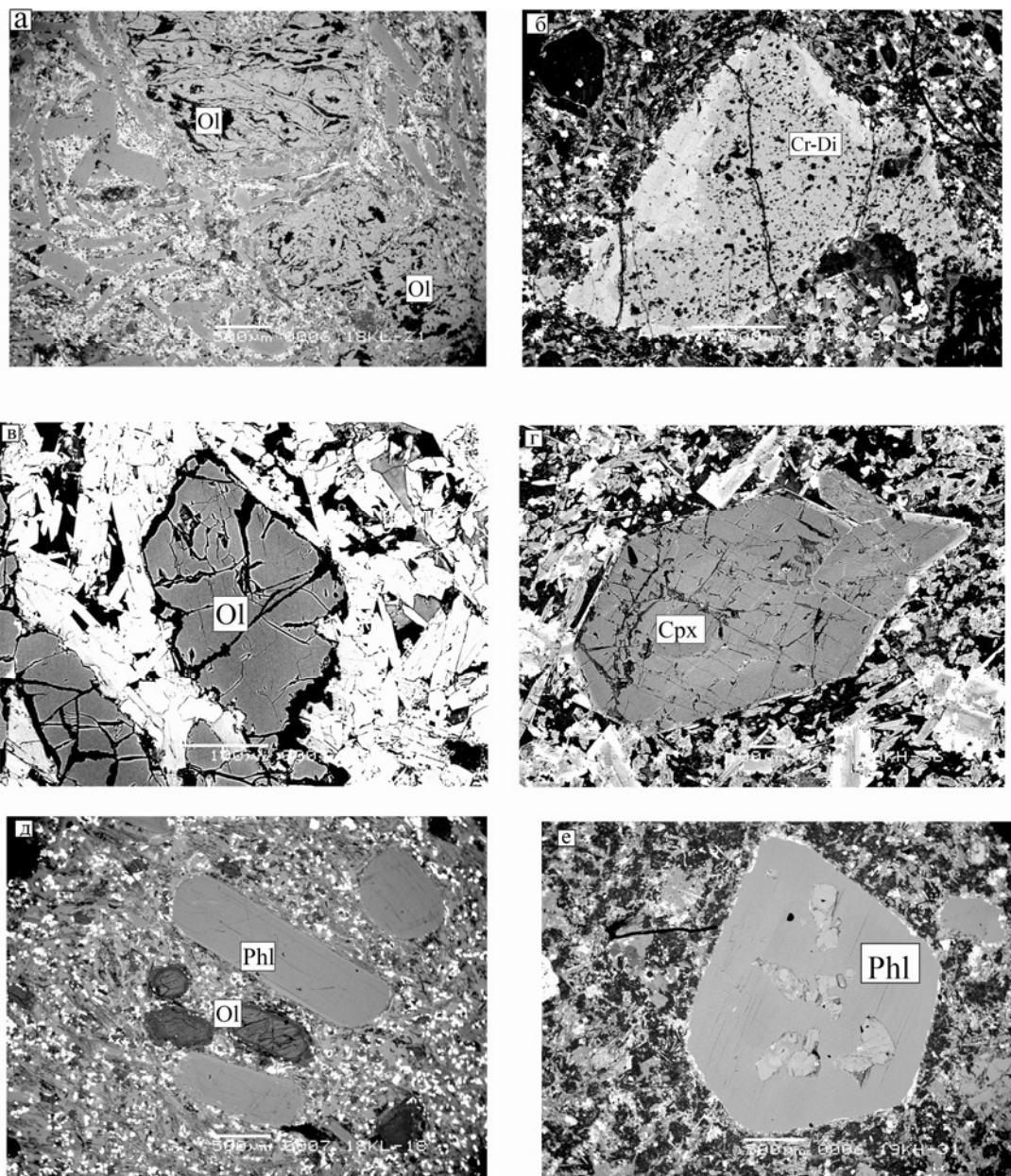
Оливин и клинопироксен во вкрапленниках могут быть представлены ксенокристами, фенокристами.

*Ксенокристы (мегакристы).* Чаше встречаются в айликитах.

Некоторые вкрапленники оливина различных лампрофирах имеют размеры до нескольких мм, угловато-обломочные очертания и замещены серпентином и карбонатом, который в обилии встречен в основной массе породы. Оливин узнается по характерной остаточной петельчатой структуре и по включениям Cr-Spl. Такие зерна оливина по форме, размерам и характеру замещения отличаются от других вкрапленников, что дает возможность предположить, что они являются ксенокристами и не родственны вмещающей породе (рис. 1а).

Угловатые, с обломочными очертаниями ядра некоторых вкрапленников клинопироксена размером до 1–2 мм, с повышенными содержаниями хрома и магния, часто имеют ситовидный, дырчатый облик, связанный с их магматической коррозией по

трубчатым каналам, возникающей по ослабленным зонам (например, трещинкам) внутри зерен (рис. 1б). Вокруг «дырочек» клинопироксен пятнисто метасоматически осветлен. Часто внешние зоны (резко железистые и высокотитанистые, безхромистые) имеют пятнисто-зональный облик и пламевидные границы с корродированными ядрами, что указывает на неродственное данной породе происхождение ядер. Кроме того, ситовидные клинопироксены встречаются в сростках с ортопироксеном.



**Рис. 1.** Ксенокристы оливина (а) и Cr-диопсида (б) в айликитах. Фенокристы оливина в дамтьерните (в); клинопироксена в саннаите (г); флогопита и оливина в альнёите (д); флогопита в мончиките (е).

*Фенокристы* оливина и пироксена – это те зерна, которые кристаллизовались именно из данного расплава. Они часто концентрически зональны, отражая этим изменение расплава в процессе кристаллизации, часто идиоморфны или субидиоморфны и лишены реакционных ободков (рис. 1 в, г)

Fe-Mg слюда вкрапленников лампрофиров в подавляющем большинстве относится к фенокристам, то есть минералам, кристаллизующимся из насыщенного водно-фтористым флюидом расплава. Они зональны, иногда в них встречаются включения карбоната, клинопироксена, последний метасоматически замещает ранний карбонат (рис. 2). Однако и среди вкрапленников Fe-Mg слюды иногда встречаются зерна с обратной зональностью и оплавленными очертаниями (рис. 1 д, е), что говорит о возможности их кристаллизации из расплава, неравновесного тому, в который они попали позже.

В становлении минералов *матрицы (основной массы)* лампрофиров Кольской щелочно-магматической провинции по петрографическим наблюдениям мы можем выделить по меньшей мере 3 этапа: 1) кристаллизация непосредственно из расплава; 2) образование минерала за счет реакции расплава/флюида с твердой фазой (магматическое замещение или метасоматические процессы под действием расплава/флюида или флюида); 3) низкотемпературное позднеметасоматическое или гидротермальное замещение.

1) Кристаллизация из расплава петрографически подтверждается структурой матрицы и формой выделения минералов. Под электронным микроскопом обнаруживается микрогипидиоморфнозернистая структура, часто близкая к микрофитовой, а также ориентированная трахитоидная. Более идиоморфные чешуйки биотита, иголки клинопироксена, субидиоморфные зерна карбоната, титанита, апатита, перовскита и титаномагнетита цементируются ксеноморфными выделениями анальцима (в дамтьернитах, мончикитах, польценитах) и/или калиевого полевого шпата (в дамтьернитах, саннаитах), карбоната (в айликитах). Иногда из остаточной жидкости кристаллизуются высококальциевый гранат и эгирин, а также сульфиды. Листочки биотита на поздней стадии кристаллизации обрастают тетра-ферри биотитом (рис. 2 а, б).

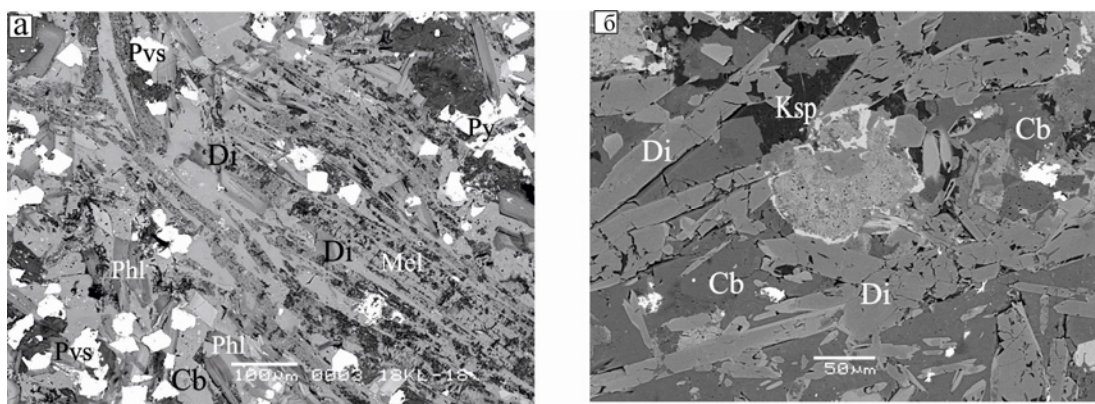
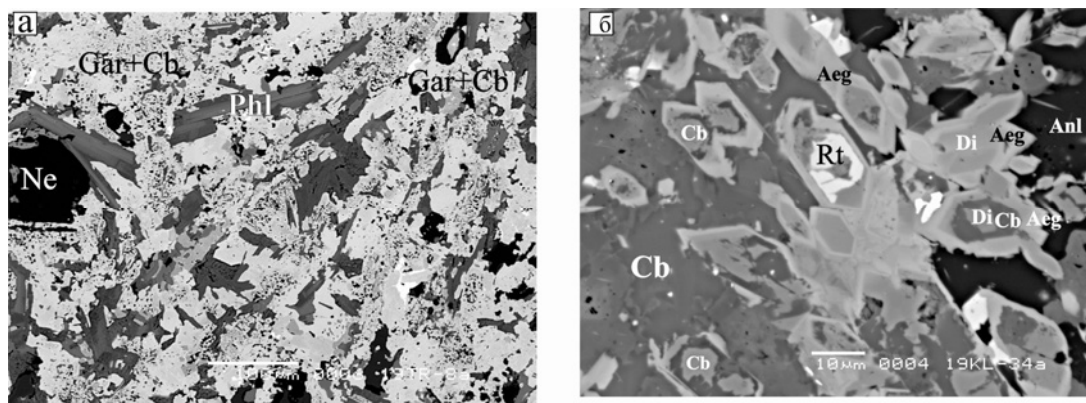


Рис. 2. Основная масса. Кристаллизация из расплава. (а) Альмёит. (б) Мончикит.

2) Магматическое замещение (флюидно-магматический метасоматоз). Порой бывает очень трудно и даже невозможно разделить такие процессы, как магматическое замещение (реакцию твердой фазы с флюидизированным расплавом) и собственно метасоматоз (образование новых фаз только под действием остаточного флюида). Видимо, существует спектр реакций, возникающих под действием агрессивной фазы, меняющейся от флюидизированного расплава до чистого флюида. Однако микрокристаллические структуры матрицы и наложение друг на друга разных этапов преобразования породы делают невозможным разделить результаты этих реакций. Магматическое замещение наиболее вероятно при образовании вторичных агрегатов высококальциевого граната, карбоната, эгирина, цеболита по первичному минералу, предполагаемому мелилиту, в альмёитах. (рис. 3 б). Часто гранат и эгирин в этих породах в виде ксеноморфных зерен поперечником до 50 мкм, кристаллизуются вместе с анальцимом в интерстициях между первичными минералами.



Но вместе с тем, эти же (по составу) гранат и эгирин (совместно с карбонатом и цеболитом) образуют агрегат вторичных минералов по мелилиту (?). Причем в электронном микроскопе видно, как от магматического зерна граната или эгирина расходятся галло- или веерообразные скопления мельчайших зерен, замещающих мелилит. Таким образом, поздняя кристаллизация из флюидно-силикатного расплава граната и эгирина происходит одновременно с замещением ранней фазы (мелилита) этими же минералами. Иногда гранат (в ассоциации с карбонатом и титанитом) полностью замещает зерна мелилита, что может происходить под действием остаточного высококальциевого, титанистого и насыщенного глиноземом расплава. Замещение может быть псевдоморфным, но иногда гранат разрастается, нарушая первичные границы зерен (рис. 3 а).



**Рис. 3.** Примеры магматического замещения (флюидно-магматического метасоматоза). (а) Альенит. Гранат (в ассоциации с карбонатом и титанитом) полностью замещает зерна мелилита (б). Мончикит. Развитие скелетных зерен клинопироксена (с каймами эгирина) по массе карбоната.

К флюидно-магматическому метасоматозу относится развитие скелетных зерен граната и клинопироксена (с каймами эгирина) по массе карбоната, при этом образуются футляровидные кристаллы с карбонатом в ядре и тонким обрамлением собственно клинопироксена (рис. 3 б) и пойкилитовые скелетные зерна граната в массе карбоната. В ассоциации с клинопироксеном и гранатом, в результате таких реакций может появляться титанит и титаномагнетит.

Таким образом, остаточный флюид-расплав способен одновременно кристаллизовать самостоятельные новые фазы и участвовать в замещении этими же фазами другого минерала.

Несомненное магматическое замещение мы наблюдаем на краях ксеногенных ситовидных клинопироксенов, когда появляются пламевидные пятнистые зоны – результат взаимодействия неродственного клинопироксена с расплавом. Эти зоны затем обрастают концентрически-зональными каймами пироксена, равновесного вмещающему расплаву.

3) Поздние метасоматически-гидротермальные процессы проявляются, прежде всего, в развитии карбоната по трещинам, секущим минералы, оцелле породу в целом. Замещение анальцима и нефелина цеолитами, развитие тонкочешуйчатых скоплений серицита по нефелину, серпентинизация и хлоритизация оливина, амфибола.

*Оцелле.* Лейкократовые оцелле, являются уникальным явлением для лампрофиров. Они присутствуют во всех разновидностях ультрамафических и щелочных лампрофиров, имеют сферический, округленный, линзовидный облик, распределяются по породам относительно равномерно. Содержание оцелле в лампрофирах варьирует от первых % до 25 %, размеры – от десятых долей мм до первых мм. Как правило, их границы четкие, так как фельзитические минералы в основной массе и в оцелле не имеют оптической непрерывности. Кроме того, часто наблюдается тангенциальное расположение игольчатых кристаллов клинопироксена и



чешуек слюды по границам оцелле, что указывает на то, что кристаллизация происходила в направлении силы поверхностного натяжения на границе расплава и плотного флюида-расплава, направленной по касательной к поверхности раздела. Иногда оцелле утрачивают свои первоначальные округлые очертания из-за интенсивного «зарастания» их границ железистой слюдой или зернами клинопироксена. Все эти наблюдения указывают на то, что оцелле возникали, когда вмещающая масса находилась в жидком, незакристаллизованном состоянии.

Минеральный состав оцелле. Обнаружены преимущественно калишпатовые оцелле в саннаитах и карбонат-анальцимовые оцелле в других разновидностях лампрофиров. Кроме этих двух главных фаз, в оцелле присутствуют железистая слюда; натролит и др. цеолиты; мелкие зерна эгирина, апатита, сульфида железа, меди и никеля; титанит; целестит; барит. Калиевый полевой шпат и слюда обогащены барием, карбонат – стронцием. В оцелле отсутствуют минералы, образованные на ранних стадиях становления пород (оливин, клинопироксен, магнезильная слюда).

Петрографически мы можем выделить в оцелле, также как и в окружающей матрице: 1) кристаллизацию непосредственно из флюидно-силикатного расплава; 2) образование минералов за счет реакции расплава/флюида с твердой фазой (магматическое замещение или метасоматические процессы под действием расплава/флюида или флюида); 3) низкотемпературное позднеметасоматическое или гидротермальное замещение.

Наличие оцелле в ультрамафических и щелочных лампрофитрах Кольской щелочно-магматической провинции, образующих маломощные жильные тела, является маркером присутствия большого количества карбонатно-щелочно-водного флюида в первичном расплаве. Быстрый подъем расплавов с глубин нижних частей земной коры или верхней мантии с образованием маломощных тел, приводит к закалочному характеру остывания лампрофитовых магм и блокирует уход флюида. При этом и возникают глобулярные или оцелярные текстуры. Петрографические признаки (тангенциальное расположение удлиненных кристаллов по границам оцелле, зарастание границ оцелле минералами основной массы) указывают на то, что оцелле являются продуктами силикатно-карбонатной жидкостной несмешиваемости насыщенного водными, карбонатными (с фтором, барием, фосфором, стронцием) компонентами расплава. Кристаллизация флюидно-силикатной жидкости в оцелле и остаточного расплава матрицы породы происходила одновременно.

---

## СОСТАВ И ВОЗРАСТ СИБИРСКОГО КРАТОНА ПОД ПЛАТФОРМЕННЫМ ЧЕХЛОМ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ И ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

*Самсонов А.В.<sup>1</sup>, Постников А.В.<sup>2</sup>, Спиридонов В.А.<sup>3</sup>, Молчанов А.В.<sup>4</sup>, Терехов А.В.<sup>4</sup>, Ларионова Ю.О.<sup>1</sup>, Ларионов А.Н.<sup>4</sup>, Травин А.В.<sup>5</sup>, Постникова О.В.<sup>2</sup>, Соловьева Н.В.<sup>1</sup>, Сабиров И.А.<sup>2</sup>, Спиридонов И.В.<sup>3</sup>*

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, samsonovigem@mail.ru

<sup>2</sup>Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия, apostnikov@mtu-net.ru

<sup>3</sup>ФГУП ГНЦ РФ «ВНИИгеосистем», Москва, Россия, vik-spiridonov@yandex.ru

<sup>4</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, terekhov1985@gmail.com

<sup>5</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, travin@igm.nsc.ru



Раннедокембрийская кора составляет более 70 % континентальной коры Земли. Большая ее часть захоронена под фанерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами и изучается на небольших разобренных выступах на поверхность. Это создает сложности при расшифровке тектонических режимов и палеоконтинентальных реконструкций ранней истории Земли. Особенно велики потери информации в крупных раннедокембрийских литосферных блоках, которые служат фундаментом древних платформ. В этих блоках под мощным платформенным чехлом скрыт огромный объем данных, необходимых для расшифровки архейской и палеопротерозойской истории.

Одним из таких блоков является Сибирский кратон, большая часть которого перекрыта мощным вулканогенно-осадочным чехлом. Тектонические схемы этого кратона под чехлом основаны на результатах изучения открытых территорий и на интерпретации геофизических данных. Площадное изучение захороненного фундамента по керну скважин было выполнено только Sm-Nd изотопным методом по валовым пробам (Ковач и др., 2000), что дает общую информацию о возрасте коры, оставляя открытыми вопросы состава, возраста и тектонической принадлежности изученных пород, которые являются ключевыми для тектонических реконструкций. В нашем докладе будут приведены новые геохронологические и петрологические данные по керну глубоких скважин на четырех участках, на основе которых будут протестированы существующие тектонические схемы Сибирского кратона под платформенным чехлом.

В западной части Сибирского кратона, в фундаменте Байкитского поднятия под Камовским сводом залегает крупный Юрубченский массив неоархейских гранитоидов (Вотинцев, Красильникова, 2019; Самсонов и др., 2021). Этот массив, включающий гранодиориты и лейкограниты, внедрился 2563 млн лет назад (U-Pb циркон) в постколлизийной тектонической обстановке, был выведен на верхний уровень (10 км) коры около 2.4 млрд лет (Sm-Nd и Rb-Sr минеральные изохроны) и претерпел незначительную тектоническую переработку 1.87 млрд лет (Ar-Ar биотит). Возрастные аналоги Юрубченского массива имели, вероятно, широкое распространение в западной части Сибирского кратона, на что указывает преобладание в популяции кластогенного циркона с возрастом 2.55–2.60 млрд лет в рифейских осадочных породах на западе Сибирской платформы (Priyatkina et al., 2020). Широкое распространение в западной части Сибирского кратона неоархейских постколлизийных гранитоидов подтверждает присутствие здесь крупного блока консолидированной архейской коры – Тунгусского террейна – который выделяется всеми исследователями (Donskaya, 2020; Priyatkina et al., 2020 и ссылки в этих работах). Выявленная незначительная тектоно-термальная переработка архейских гранитоидов в западной части Тунгусского террейна служит ограничением на тектонические модели формирования смежного палеопротерозойского Ангарского пояса.

В центральной части Ангаро-Ленской ступени к югу от Братского водохранилища две группы скважин на разных берегах Ангары вскрыли в фундаменте разные по составу комплексы. Левобережная группа скважин вскрыла практически слабо деформированные гранитоиды диорит-гранодиоритового состава с возрастом около 2.6 млрд лет (U-Pb циркон), расплавы которых образовались при участии мезоархейской коры ( $T_{Nd(DM)}$  от 2.89 до 3.01 млрд лет), возможно, в постколлизийной тектонической обстановке. Правобережная группа скважин вскрыла метаморфизованный осадочный комплекс, включая мраморы и сильно деформированные и мигматизированные парагнейсы. Источником детритового материала для терригенных пород служила архейская кора:  $T_{Nd(DM)}$  от 2.97 до 3.14 млрд лет, U-Pb возраст детритового циркона 2.6–2.7 млрд лет. По возрасту источника и геохимическим характеристикам эти парагнейсы близки к смежным гранитоидам, которые могли служить главным источником терригенного материала. Данные по фундаменту Ангаро-Ленской ступени подтверждают архейский возраст коры юго-западной части Сибирского кратона.



Изученные здесь в составе фундамента гранитоидный и осадочный комплексы имеют возрастные и вещественные аналоги на западе Алданского щита. Левобережный гранитоидный комплекс по возрасту сопоставим с Каларским анортозит-чарнокитовым комплексом западного Алдана, который имеет постколлизийную тектоническую позицию и маркирует завершение процессов формирования архейской коры юга Сибирского кратона (Сальникова и др., 2004; Ларин и др., 2006, 2012). Правобережный осадочный комплекс можно коррелировать с осадками Удоканской серии, которая представляет палеопротерозойский осадочный чехол на консолидированной архейской коре западного Алдана.

На юго-западе Непско-Ботуобинского поднятия Средне-Непской, Аянской и группой Ярактинских скважин в фундаменте вскрыты разнообразные по составу гранитоиды и метабазиты (объединены в Ярактинский комплекс), которые претерпели слабую метаморфическую и структурно-тектоническую переработку и обладают постколлизийными геохимическими характеристиками. Сравнительно молодые неоархейские модельные возрасты ( $T_{Nd(DM)}$  от 2.55 до 2.65 млрд лет) гранитоидов дают основание предполагать палеопротерозойский возраст их внедрения, результаты U-Pb изотопного датирования циркона будут получены к совещанию. По комплексу имеющихся на сегодня данных есть основания предполагать, что интрузивные породы Ярактинского комплекса могут коррелироваться с постколлизийными интрузивами гигантского Южно-Сибирского магматического пояса протяженностью более 2500 км, формирование которого происходило на завершающей стадии эволюции палеопротерозойского орогена (1.88–1.84 млрд лет) в процессе коллапса сформированных орогенических сооружений и завершило палеопротерозойский конвергентный этап формирования Сибирского кратона в составе палеопротерозойского суперконтинента Нуна (Ларин и др., 2021).

В северо-восточном обрамлении Непско-Ботуобинского поднятия, к северу и к востоку от Мирнинского свода, многочисленные скважины вскрыли ювенильные мезоархейские тоналиты ( $T =$  от 2.86 до 2.92 млрд лет,  $eNdT =$  от 3.4 до 6.2) с надсубдукционными геохимическими характеристиками, а также неоархейские гранитоиды ( $T =$  от 2.62 до 2.76 млрд лет), которые варьируют по составу от диоритов до лейкогранитов и имеют разную коровую предысторию ( $eNdT =$  от 3.4 до -8.8). Проведенные исследования указывают, что Сибирский кратон на изученной территории представлен монолитным архейским блоком, не претерпевшим никакой палеопротерозойской эндогенной переработки. Это не согласуется с большинством тектонических схем Сибирского кратона, в которых Ачитканский палеопротерозойский орогенный пояс продолжается на северо-восток под палеозойским Вилуйским палеорифтом.

Таким образом, результаты изучения керна скважин требуют корректировки существующих тектонических схем Сибирского кратона под платформенным чехлом. В докладе будет представлен уточненный вариант тектонической схемы Сибирского кратона, в котором новые данные по керну скважин будут интегрированы с результатами комплексной обработки геофизических полей.

*Благодарности.* Авторы признательны сотрудникам кафедры литологии РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина за помощь в подборе керна для исследований.

*Источники финансирования.* Исследования западной части Сибирского кратона выполнены по гранту РФФИ № 20-05-00686; фундамент в окрестностях Мирнинского свода изучался по проекту ГК-1000, листы P-50 и P-51, ВСЕГЕИ;  $^{40}Ar/^{39}Ar$  датирование выполнено в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

#### **Литература:**

Вотинцев А.Н., Красильникова Н.Б. Нефтегазоносность фундамента Сибирской платформы в пределах Камовского свода Байкитской антеклизы // Геология нефти и газа. 2019. № 2. С. 55–62.



Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П., Старосельцев К.В., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю., Сафронов А.Ф., Павлушин А.Д. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // *Петрология*. 2000. Т. 8. С. 394–408.

Ларин А. М., Котов А. Б., Ковач В. П., Сальникова Е. Б., Гладкочуб Д. П., Саватенков В. М., Великославинский С. Д., Сквитина Т. М., Ризванова Н. Г., Сергеева Н. А., Водовозов В. Ю. Граниты рапакиви Кодарского комплекса (Алданский щит): возраст, источники и тектоническое положение // *Петрология*. 2021. Т. 29. № 4. С. 339–364.

Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д. и др. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования // *Петрология*. 2012. Т. 20. № 3. С. 242–265.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2006. Т. 14. № 3. С. 3–15.

Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б. и др. Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое положение // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2004. Т. 12. № 3. С. 3–11.

Самсонов А.В., Постников А.В., Спиридонов В.А., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н., Травин А.В., Постникова О.В., Соловьева Н.В., Сабиров И.А., Спиридонов И.В. Неоархейские гранитоиды на западе Тунгусского супертеррейна, фундамент Сибирской платформы: геохронология, петрология, тектоническое значение // *Петрология*. 2021. Т. 29. № 5 (в печати)

Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from paleoproterozoic Granitoids // *Precambrian Res.* 2020. V. 348. 105869.

Priyatkina N., Ernst R E., Khudoley A.K. A preliminary reassessment of the Siberian cratonic basement with new U-Pb-Hf detrital zircon data // *Precambrian Res.* 2020. V. 340. 105645.

## ЦЕОЛИТЫ В АРГИЛЛИЗИТАХ ВОСТОЧНО-ПАУЖЕТСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

*Сандиминова Е.И., Рычагов С.Н., Чубаров В.М.*

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия,  
sand@kscnet.ru*

Паужетское геотермальное месторождение является перспективным цеолитоносным объектом Камчатского района Тихоокеанской цеолитоносной провинции, прогнозные ресурсы которого оцениваются в 200 млн. т. (Буров, 1992). В недрах месторождения была выделена мощная зона цеолитизированных пород на глубине до 500 м (Набоко, 1963). Цеолиты отмечены также в отложениях субповерхностных термопроявлений месторождения, в осадках термальных источников, в трубопроводах и др. технических сооружениях. Однако в этих отложениях они мало изучены.

В 2008–2020 гг. сотрудники лаборатории геотермии ИВиС ДВО РАН исследовали состав и строение толщи гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля. Шурфами и скважинами колонкового бурения вскрыт разрез толщи на глубину до 10 м, сложенный (сверху вниз) следующими основными горизонтами: пестроцветными охристыми полутвердыми каолинитовыми глинами мощностью от 30 до 250 см; светло-серыми мягко-тугопластичными каолинит-монтморрилонитовыми глинами мощностью 40–300 см; твердыми монтморрилонитовыми пиритизированными «синими глинами» средней мощностью около 250 см и подстилающими пиритизированными и аргиллизированными брекчиевидными андезитами.

Изучение минерального состава аргиллизитов показало, что цеолитовая минерализация развивается во всех горизонтах толщи глин (кроме верхнего, представленного зоной



сернокислотного выщелачивания), а максимальное количество цеолитов фиксируется в зоне перехода «синих глин» в аргиллизированные андезиты, где цеолиты замещают до 20–30 % объема породы. В породах основания толщи цеолиты локализируются в виде скоплений неправильной формы размером до 3–5 см; отлагаются на стенках пустот и трещин в виде корок и щеток кристаллов; заполняют поры и пустоты различной конфигурации и мощности. Цеолитовые отложения имеют белый цвет. По данным энергодисперсионной спектроскопии выделяется четыре вида цеолитов, содержание СаО в них колеблется в следующих пределах: гейландит-Са – 4.4–6.2; стильбит-Са – 6.3–8.4, ломонтит – 10.2–12.4 и морденит – 5.3–5.9 мас. %. Характерные составы цеолитов представлены в таблице 1.

**Таблица 1.** Химический состав цеолитов из аргиллизитов Восточно-Паужетского термального поля по данным энергодисперсионной спектроскопии (мас. %).

№ п/п	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	CaO	SrO	BaO	Сумма	Si/Al
1	–	–	–	14.26	59.42	7.81	–	–	81.49	3.53
2	–	–	–	14.35	58.21	7.80	–	–	80.35	3.44
3	–	–	–	14.52	58.73	7.89	–	–	81.15	3.43
4	–	0.52	0.49	16.08	58.68	5.97	–	1.34	83.09	3.09
5	–	0.40	0.74	15.53	60.06	5.75	–	1.16	83.65	3.28
6	–	0.58	0.56	16.14	58.96	5.69	–	1.57	83.50	3.10
7	–	–	–	21.08	50.22	11.56	–	–	82.86	2.02
8	–	–	–	20.39	49.26	10.96	–	–	80.60	2.05
9	–	0.41	–	19.60	51.32	10.48	–	–	81.81	2.22
10	1.06	0.31	–	11.86	65.31	5.21	–	–	83.75	4.67
11	0.52	0.59	–	11.33	64.02	5.20	1.04	–	82.70	4.79
12	1.73	0.19	–	12.07	65.53	5.05	0.71	–	85.28	4.60

Примечание. Анализы выполнены с помощью СЭМ VEGA 3, оснащенного аналитической приставкой OXFORD instruments X-MAX 80 с фирменным программным обеспечением AZtec (ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, аналитик – В.М. Чубаров). Анализы: 1–3 – стильбит-Са, 4–6 – гейландит-Са, 7–9 – ломонтит, 10–12 – морденит. Прочерк – содержание элемента ниже предела чувствительности микрозонда.

По отношению Si/Al цеолиты относятся к средне- (2–3) и высококремнистым (> 3) кальциевым разновидностям. Наибольшее распространение в аргиллизитах Восточно-Паужетского термального поля имеет *стильбит-Са*. Он отлагается в виде уплощенных пластинчатых кристаллов до 0.6 мм в длину, параллельно-листоватых и радиально-лучистых агрегатов. В меньшем количестве отмечается *гейландит-Са*. Для него характерен изометрический габитус кристаллов размером до 0.15 мм, в срезе имеющих форму трапеции и зональное строение, обусловленное колебанием в составе зон элементов-примесей: К, Mg, Sr и Ва. *Ломонтит* присутствует в аргиллизитах в существенно меньших количествах, чем остальные цеолиты. Он развивается преимущественно по плагиоклазам, а также образует самостоятельные удлиненно-призматические кристаллы с совершенной спайностью. *Морденит* чаще встречается в аргиллизированных андезитах, отлагается в полостях и трещинах в виде сноповидных игольчатых агрегатов. Отдельные кристаллы морденита достигают 50 мкм в длину. В ассоциации с цеолитами встречаются кварц, халцедон, кальцит, калиевый полевой шпат (адуляр?), гидросиликаты кальция, смектиты и пирит.

Образование цеолитов в толще гидротермальных глин протекает в очень нестабильных условиях. Цеолиты осаждаются при смешении свободно циркулирующих термальных вод,



паро-газовых смесей и поровых растворов. Давление в паро-газовых струях на поверхности термального поля по приблизительной оценке составляет от 2–3 до 6 атм. Температура аргиллизированных отложений в основании толщи (глубина 3–7 м), в зоне максимального развития цеолитов – 70–100°C. Важную роль в формировании цеолитовой минерализации играют поровые растворы. Они принципиально схожи со свободно циркулирующими трещинными термальными водами, но более минерализованные, более щелочные, имеют сложный химический состав и обогащены кремнеземом, что отмечается и другими исследователями. В основании толщи глин поровые растворы преимущественно близнейтральные до щелочных (рН 6.0–7.7) хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые с повышенными (по сравнению с верхними горизонтами глин) концентрациями аммония, щелочноземельных и щелочных элементов (в сумме до 0.8 г/л), растворенной ортокремниевой кислоты (0.5–1.1 г/л) и ряда микроэлементов (Ba, Sr, Mn, Cu, Zn и др.). Минерализация поровых растворов составляет 2.5–3.8 (до 6–7) г/л. Очевидно, что эти растворы формируются под влиянием восходящего потока щелочных гидротерм. Изменение видового состава цеолитов (от высококремнистого ломонтита в пропилитах нижних горизонтов к среднекремнистому стильбиту-Са в приповерхностных аргиллизитах) подтверждает общий вывод об изменении физико-химических условий от пра-Паужетки к современной гидротермальной системе (Коробов, 2019). При этом, установленное ранее натурными исследованиями падение парциального давления углекислого газа в поднимающихся к дневной поверхности термальных водах приводит к их ощелачиванию и повышению щелочности среды в зонах разгрузки гидротерм.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00102).*

#### **Литература:**

Буров А.И. Сырьевая база природных цеолитов России / В сб. Природные цеолиты России: геология, физико-химические свойства и применение в промышленности и охране окружающей среды. Новосибирск: Институт минералогии и петрографии СО РАН, 1992. Т. 1. С. 11–14.

Коробов А.Д. Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2019. 120 с.

Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.

## **Р-Т ПАРАМЕТРЫ И ОСОБЕННОСТИ ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ МАФИЧЕСКИХ КОРОВЫХ КСЕНОЛИТОВ 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>, Янаскурт В.О.<sup>2</sup>, Шацкий В.С.<sup>3</sup>**

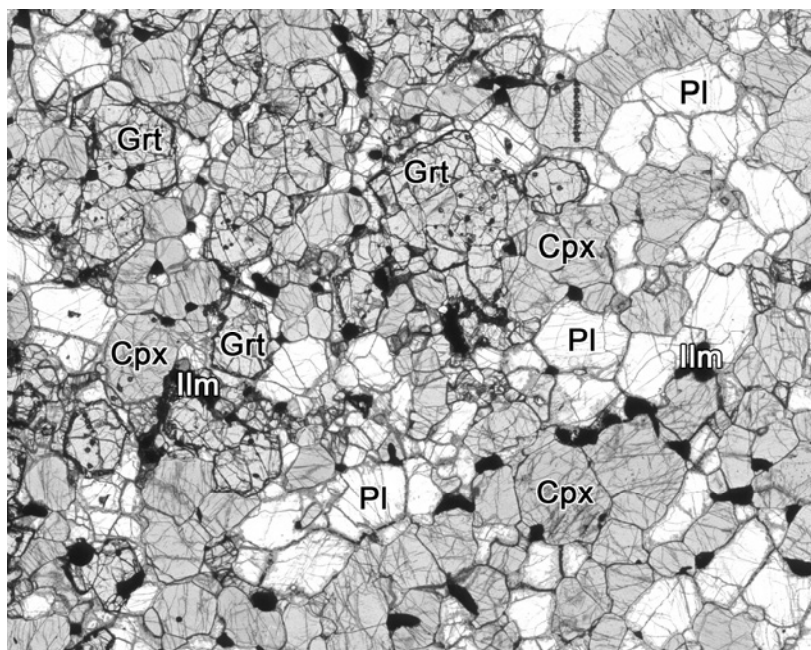
<sup>1</sup>Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, Россия,  
anp.sapagina@gmail.com

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра  
петрологии и вулканологии, Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева, Новосибирск, Россия

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 применявшиеся 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  $\text{Cpx} + \text{Grt} + \text{Pl} \pm \text{Orx} \pm \text{Amph} \pm \text{Orx} \pm \text{Scp}$  (рис. 1). В качестве аксессуарных минералов гранофельсы 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 содержания эгириновой составляющей (7–15 мол. %). Зональность в других минералах слабая.



**Рис. 1.** Метаморфический парагенезис гранофельса UD01-300: клинопироксен (Cpx) + гранат (Grt) + плагиоклаз (Pl) + амфибол (Amph). Фрагмент скана поверхности шлифа.

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, магматического 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 (табл. 1), 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 солевыми компонентами, обусловившими низкую активность воды.

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





**Таблица 1.** Оценки P-T- $fO_2$  условий метаморфизма для образцов мафических гранулитов из тр. Удачная.

Образец	P, ГПа	T, °C	lg( $fO_2$ )	lg(QFM)	$\Delta\log(fO_2$ - QFM)	O <sub>2</sub> , wt%
OSYB9	0.9	650	-20.5	-18.0	-2.5	0.03
OSYB14	0.8	600	-20.5	-19.6	-0.9	0.03
Ud01-127	0.9	640	-21.4	-18.3	-3.1	0.02
Ud01-300	0.9	650	-20.8	-18.0	-2.8	0.01
Ud79-24	0.9	660	-21.0	-17.7	-3.3	0.01
Ud79-27	1.0	650	-19.5	-17.9	-1.6	0.03

#### Литература:

- Connolly J. A. D. Multivariable phase diagrams; an algorithm based on generalized thermodynamics // *American Journal of Science*. 1990. Т. 290. №. 6. С. 666–718.
- Lamb W., Valley J. W. Metamorphism of reduced granulites in low-CO<sub>2</sub> vapour-free environment // *Nature*. 1984. Т. 312. №. 5989. С. 56–58.
- Moyen J. F. et al. Paleoproterozoic rejuvenation and replacement of Archaean lithosphere: Evidence from zircon U–Pb dating and Hf isotopes in crustal xenoliths at Udachnaya, Siberian craton // *Earth and Planetary Science Letters*. 2017. Т. 457. С. 149–159.
- Shatsky V. S. et al. The crust-mantle evolution of the Anabar tectonic province in the Siberian Craton: Coupled or decoupled? // *Precambrian Research*. 2019. Т. 332. С. 105388.

## ФАЗОВЫЕ ОТНОШЕНИЯ В ШПИНЕЛЕВОМ ПЕРИДОТИТЕ KLB-1 ПРИ P-T УСЛОВИЯХ ДО 30 ГПА И 2000°C ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

*Сердюк А.А.<sup>1</sup>, Перчук А.Л.<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup>*Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, Россия, almor@iem.ac.ru*

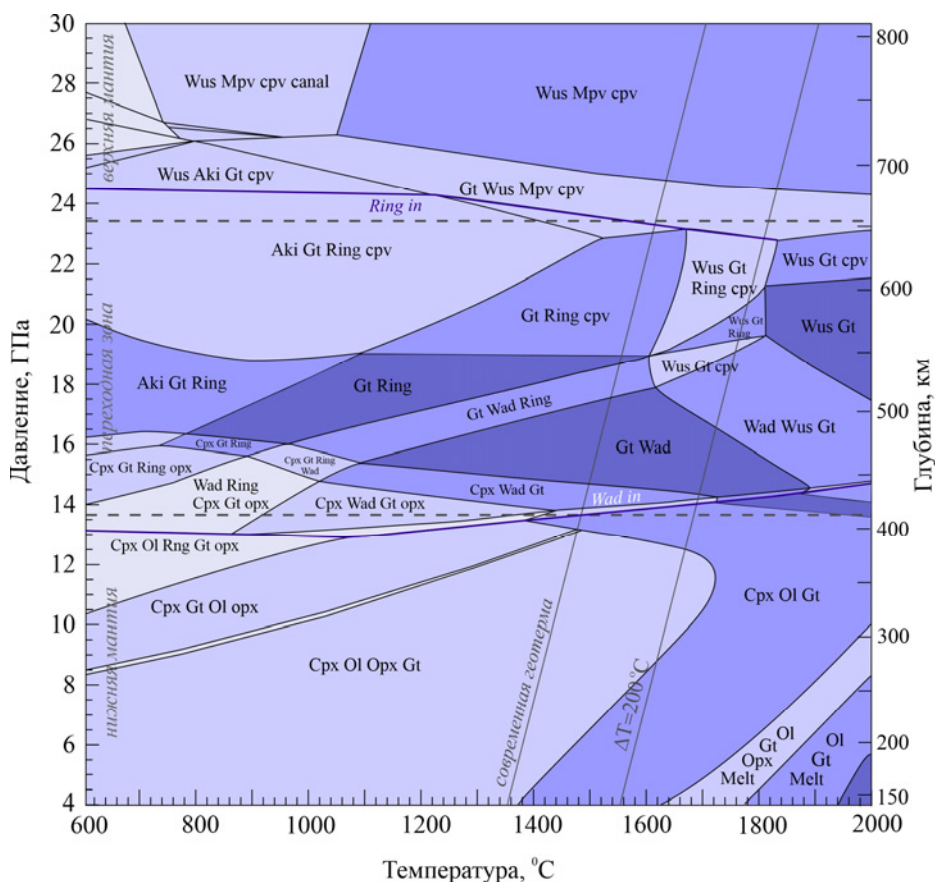
<sup>2</sup>*Московский государственный университет им. Ломоносова, Москва, Россия, alp@geol.msu.ru*

Для понимания глубинных геодинамических, петрологических и геохимических процессов, а также для интерпретации геофизических данных важно знать фазовые отношения и условия плавления мантийных пород. Долгие годы важнейшим источником соответствующей информации служили экспериментальные данные, а для литосферной мантии кратонных областей – мантийные ксенолиты в кимберлитовых магмах. В настоящее время, благодаря прогрессу в термодинамическом моделировании и обновлению баз термодинамических данных, открываются возможности исследования фазовых отношений, состава минералов и модалного состава мантийных пород с помощью специальных компьютерных программ. В данной работе приводятся результаты термодинамического моделирования фазовых отношений в шпинелевом лерцолите KLB-1 (Takahashi, 1986), который часто используется в экспериментальных исследованиях.

Моделирование было выполнено с помощью программного комплекса *Perple\_x* (Connolly, 2009, версия 6.9.0.) для состава перидотита в системе CFMAS (вес. %): SiO<sub>2</sub> = 45.00, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 3.63, FeO = 8.19, MgO = 39.68, CaO 3.48 (Takahashi, 1986) в диапазоне температур 600–2000 °C и давлений 4–30 ГПа, охватывающих условия верхней, переходной и частично нижней мантии Земли на разных стадиях ее развития. Состав шпинелевого лерцолита KLB-1 считается приближенным к составу недеплетированной верхней мантии Земли (Carter, 1970). В расчетах использовалась термодинамическая база данных

hp622ver.dat и следующие опубликованные модели твердых растворов: Cpx(JH), Gt(H), Melt(JH), Mpv(H), O(JH), Opx(H), Ring(H), Wad(H), где H – Holland (2013), HP – Powel and Holland (1999), JH – Jennings and Holland (2015).

Расчетная фазовая P-T диаграмма представлена на рис. 1. Полученные поля минеральных парагенезисов на ней хорошо согласуются с экспериментальными данными (Takahashi, 1986; Herzberg and Zhang, 1996; Hiroso, 2002), выполненными в широком диапазоне температур (1100–2200 °C) и давлений (0.5–30.0 ГПа). Стоит отметить, что модели твердых растворов подбирались таким образом, чтобы не было противоречий между теоретической фазовой диаграммой и опубликованными экспериментальными данными.



**Рис. 1.** Фазовая диаграмма в P-T координатах для шпинелевого лерцолита KLB-1 в системе CFMAS, рассчитанная с помощью программного комплекса Perple\_x (Connolly, 2009). Символы фаз: Aki – акимотоит; canal ( $\text{CaMg}_2\text{Al}_6\text{O}_{12}$ ) – фаза NAl; Cpx – клинопироксен; cpx – кальциевый перовскит; Gt – гранат; Melt – расплав; Mpv – магнезиоперовскит; Ol – оливин; Opx – ортопироксен; Ring – рингвудит; Wad – вадслеит; Wus – вюстит. Пунктирные линии – границы переходной мантии, сплошные линии – границы полей стабильности минералов.

Фазовая диаграмма на рис. 1 хорошо согласуется с диаграммой Т. Холанда и др. (Holland et.al., 2013) также рассчитанной для шпинелевого лерцолита KLB-1, но в системе NCFMAS (с  $\text{Na}_2\text{O}=0.26$  моль. %). Однако имеются существенные отличия в размерах полей и модальных содержаниях минералов в верхней мантии. В частности, поле гранатового лерцолита на глубинах 200–250 км ограничено полем гранатового верлита (Holland et.al., 2013). Вследствие этого при повышении температуры адиабаты на 150 °C и более в докембрийской мантии вместо гранатового лерцолита должен присутствовать гранатовый верлит. Это могло бы иметь важные последствия для понимания мантийных процессов, если



бы не одно «но». Дополнительный расчет, выполненный нами для состава натрийсодержащего перидотита KLB-1 (система NCFMAS) с использованием термодинамической базы данных (Holland et al., 2013), полностью воспроизвел диаграмму авторов и показал, что содержание ортопироксена в гранатовом лерцолите на современной мантийной адиабате приближено к порогу содержания для порообразующего минерала (5 объемн. %). Столь малые содержания ортопироксена в перидотите плохо согласуются с природными составами гранатовых перидотитов, в которых верлитов крайне мало. В то же время, наши расчеты, выполненные для безнатровой системы с представленными выше моделями твердых растворов минералов, показывают: (1) присутствие ортопироксена в значимых количествах (~15–18 объемных %), отвечающее фертильным лерцолитам; (2) расширяют поле стабильности гранатового перидотита до P-T условий раннедокембрийской адиабаты.

Диаграмма хорошо воспроизводит верхнюю и нижнюю границу переходной зоны мантии, маркируемую появлением вадслеита и магнезиального перовскита на глубинах 410 и 650 км, соответственно (рис. 1).

Хорошее согласование фазовой диаграммы с экспериментальными и геофизическими данными позволяет использовать расчетные данные для построения плотностной и петрологической моделей мантии для различных геотерм. Эти данные могут быть использованы для дальнейшего изучения мантийных процессов, в том числе с численными методами петролого-термомеханического моделирования субдукции и коллизии (напр., Perchuk et al., 2020).

*Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ 20-05-00329.*

#### **Литература:**

Carter J. L. Mineralogy and chemistry of the earth's upper mantle based on the partial fusion-partial crystallization model // Geological Society of America Bulletin. 1970. № 81. P. 2021–2034.

Connoly J.A.D. The geodynamic equation of state: what and how // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2009. V. 10. № 10. <https://doi.org/10.1029/2009gc002540>.

Herzberg C. and Zhang J. Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1:

Compositions of magmas in the upper mantle and transition zone // Journal of Geophysical research. 1996. V. 101. № B4. P. 8271–8295.

Hirose K. Phase transitions in pyrolitic mantle around 670-km depth:

Implications for upwelling of plumes from the lower mantle // Journal of Geophysical research. 2002. V. 107. № B4. 2078. P. ECV 3-1-ECV 3–13.

Holland T.J.B., Hudson N.F.C., Powell R. and Harte B. New Thermodynamic Models and Calculated Phase Equilibria in NCFMAS for Basic and Ultrabasic Compositions through the Transition Zone into the Uppermost Lower Mantle // Journal of Petrology. 2013 V. 54. № 9. P. 1901–1920.

Perchuk A. L., Gerya T. V., Zakharov V. S., Griffin W. L. Building cratonic keels in Precambrian plate tectonics // Nature. 2020. V. 586. P. 395–401.

Powell R. and Holland T. Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions; activity modeling of pyroxenes, amphiboles, and micas // American mineralogist. 1999. V.84. № 1–2. P. 1–14.

Takahashi E. Melting of a Dry Peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implications on the Origin of Peridotitic Upper Mantle // Journal of Geophysical research. 1986. V. 91. № B9. P. 9367–9382.

Jennings E. and Holland T. A Simple Thermodynamic Model for Melting of Peridotite in the System NCFMASOCr // Journal of Petrology. 2015. V. 56. № 5. P. 869–892.



## ПЕТРОГЕНЕЗИС КЛИНОПИРОКСЕН-СОДЕРЖАЩИХ УЛЬТРАМАФИТОВ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

**Симонов В.А.<sup>1,3,4</sup>, Котляров А.В.<sup>1,4</sup>, Чернышов А.И.<sup>2</sup>, Юричев А.Н.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,  
kotlyarov@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия,  
aich@ggf.tsu.ru

<sup>3</sup>Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск,  
Россия

<sup>4</sup>Казанский федеральный университет, Казань, Россия

Породы ультраосновного состава имеют достаточно широкое распространение в фундаменте Западно-Сибирского осадочного бассейна. Среди ультрамафитов Западной Сибири преобладают гипербазиты, представляющие палеозойский дунит-гарцбургитовый комплекс офиолитовых ассоциаций (Иванов и др., 2009; Ерохин и др., 2008). Другим, более редким типом ультрабазитов в фундаменте Западно-Сибирского осадочного бассейна, являются пикриты (Кузоватов и др., 1996; Симонов и др., 2020) раннепалеозойского возраста.

В последнее время, в результате исследований ультраосновных комплексов Западной Сибири накапливаются оригинальные данные, позволяющие расшифровать условия их генезиса. Необходимо отметить, что очень высокая степень вторичных преобразований рассмотренных гипербазитов не дает возможность однозначно установить особенности генетических процессов с помощью традиционных геологических, петрологических и геохимических методов. Выходом в данной ситуации является изучение сохранившихся первичных минералов. В то же время, в ультрамафитах фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна в большинстве случаев только хромшпинелиды сохраняют свои свойства и несут важную информацию о происхождении и эволюции ультраосновных комплексов. В очень редких случаях присутствуют первичные оливины и пироксены.

В связи с этим, большой интерес представляют ультраосновные породы (перидотиты) Хултурского и Фестивального массивов, в которых присутствуют хромшпинелиды, оливины, ортопироксены и клинопироксены (Иванов и др., 2009; Симонов и др., 2012; Юричев, 2020), а также ультрамафиты (пикриты) Чкаловской площади (Кузоватов и др., 1996; Симонов и др., 2020), содержащие клинопироксен и развивающийся по нему амфибол.

Условия формирования клинопироксен содержащих ультрамафитовых комплексов фундамента Западной Сибири установлены, главным образом, в результате изучения первичных минералов (клинопироксены, хромшпинелиды, оливины, ортопироксены, амфиболы) и обработки полученной информации с помощью современных расчетных программ. Большое значение имеют геохимические данные по распределению редкоземельных элементов в минералах и в ультраосновных породах. Вся полученная информация по ультрамафитам Западной Сибири рассмотрена в сравнительном анализе с данными по эталонным объектам, представляющим структуры древних (офиолиты Полярного Урала и Горного Алтая) и современных (океаны Атлантический и Тихий) океанических областей.

Проведенные исследования клинопироксенов из перидотитов Хултурского и Фестивального массивов свидетельствуют о том, что их кристаллизация связана с океаническими магматическими системами, а образование клинопироксенов из пикритов Чкаловской площади – с островодужно-плюмовым магматизмом. При этом клинопироксены из перидотитов близки к данным по минералам из ультрабазитов эталонных офиолитов (Полярный Урал).



Анализ состава хромшпинелидов показал, что эволюция ультраосновных комплексов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна происходила при смене геодинамической ситуации от океанической до островодужной. При этом клинопироксен содержащие парагенезисы формировались как в начале (океан), так и в конце (островная дуга) истории развития ультрамафитов.

Результаты изучения особенностей распределения редкоземельных элементов (как и данные по минералам) отчетливо свидетельствуют об участии магматических систем срединно-океанических хребтов при формировании клинопироксен содержащих перидотитов Хултурского массива, в отличие от пикритовых порфиритов Чкаловской площади, для которых характерны островодужные и плюмовые расплавы.

В целом, исследования палеозойских клинопироксен содержащих ультрамафитовых комплексов фундамента Западной Сибири (включая расчетное моделирование с помощью современных программ WinPLtb (Yavuz, Yildirim, 2018), COMAGMAT (Ariskin, Barmina, 2004), PETROLOG (Danyushevsky, Plechov, 2011), свидетельствуют об участии магматических систем срединно-океанических хребтов в ходе последовательной (9.7–2.5 кбар) кристаллизации оливинов (1560–1470 °С) и клинопироксенов (1355–1100 °С) перидотитов Хултурского и Фестивального массивов. Формирование пикритов Чкаловской площади происходило при падении  $PT$  – параметров в ходе кристаллизации оливина (1540–1490 °С, 12.8–7 кбар), клинопироксена (1315–1215 °С, 8–4.5 кбар) и амфибола (1105–1060 °С, 6.1–4.5 кбар) из островодужных и плюмовых расплавов.

*Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и при поддержке Министерства образования РФ по договору № 14.Y26.31.0029 в рамках реализации постановления Правительства Российской Федерации № 220.*

#### **Литература:**

Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Федоров Ю.Н. Офиолиты доюрского основания Южно-октябрьской площади приуральской части Западно-Сибирского мегабассейна // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. Всероссийская научная конференция. Тюмень – Новосибирск: ИНГГ СО РАН. 2008. С. 80–82.

Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В. История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 484–501.

Кузоватов Н.И., Саев В.И., Татьяна Г.М. Магматизм фундамента юго-восточной части Западно-Сибирской плиты (Томская область) // Геология и экология. 1996. Т. 1. С. 88–98.

Симонов В.А., Конторович В.А., Котляров А.В., Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф., Ступаков С.И. Условия развития раннепалеозойского базальтового и пикритового магматизма Западной Сибири // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 11. С. 1476–1498.

Симонов В.А., Иванов К.С., Ступаков С.И., Ерохин Ю.В., Каячев Н.Ф. Мантийные ультрамафитовые комплексы фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного мегабассейна // Литосфера. 2012. № 3. С. 31–48.

Юричев А.Н. Акцессорная рудная минерализация из ультрамафитов фундамента Западно-Сибирской плиты (Томская область) // Новое в познании процессов рудообразования. Труды молодых учёных, посвящённые 90-летию ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН. 2020. С. 168–171.

Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // *Geochemistry International*. 2004. V. 42 (Supp. 1). P. S1-S157.

Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 29 July 2011. 2011. 12(7). Q07021.

Yavuz F., Yildirim D.K. Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry // *Periodico di Mineralogia*. 2018. V. 87. P. 149–172.



## К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ФОРМИРОВАНИЯ ОСНОВАНИЯ ШПИЦБЕРГЕНА: ВЕНДСКИЕ ДАТИРОВКИ (U-Pb МЕТОД) ПО МАГМАТИЧЕСКИМ ПОРОДАМ РАЙОНА ДОЛИНЫ ЧЕМБЕРЛЕНА

*Сироткин А.Н.<sup>1</sup>, Евдокимов А.Н.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>АО «Полярная морская геологоразведочная экспедиция», Ломоносов, Россия, *pechenga-67@yandex.ru*

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия, *evdokimov48@list.ru*

Традиционно возраст основания Шпицбергена считается каледонским и увязывается со временем образования скандинавских каледонид (Красильщиков, 1973; Harland, 1997 и др.). Тем не менее, отдельными авторами высказывалось мнение о более ранних процессах консолидации этого блока коры (Бархатов, 1970; Хаин, Филатова, 2009 и др.). В последнее время было показано (Кузнецов, 2009; Балувев и др., 2010 и др.), что структурные парагенезисы, зафиксированные в верхнедокембрийских комплексах Земли Веделя Ярлсберга (ЗВЯ), имеют большое сходство с парагенезисами, характерными для протоуралид-тиманид Полярного Урала и юга Новой Земли. Несовпадение пространственной ориентировки этих парагенезисов с простираем предполагаемого продолжения фронта скандинавских каледонид на шельфе Баренцева моря позволило предположить, что комплексы основания Шпицбергена не являются каледонскими, а представляют собой СЗ продолжение протоуралид-тиманид. Таким образом, есть веские основания утверждать, что в строении древнего основания Шпицбергена присутствуют как карельские и гренвильские комплексы (Хаин, Филатова, 2009 и др.), так и более поздние байкальские (или протоуральско-тиманские). Следует отметить, что на архипелаге присутствуют грубообломочные толщи вендского возраста, идентифицированные как метатиллиты (Красильщиков, 1973; Harland, 1997 и др.). Наличие этой формации дало основание Б.П. Бархатову (1970) рассматривать Шпицберген как эпибайкальскую орогеническую область. Но отсутствие на архипелаге магматических комплексов вендского возраста не позволяло выстраивать законченных тектонических схем.

Общая структура позднедокембрийских комплексов на севере ЗВЯ характеризуется как сочетание трех крупных складчатых форм – антиклиналей Норд-бухты и Антониобреен, и разделяющей их синклинали мыса Лайеля. Формирование структур шло в условиях сжатия в направлении ЮЗ – СВ, при СВ направленном тектоническом движении (Балуев и др., 2010). Наиболее древними породами района являются отложения комплекса Вереншельдбреен (RF<sub>2</sub>), представленные на севере ЗВЯ сериями Речерчбреен (конгломераты, серицит-хлоритовые сланцы, мраморы и метавулканиты) и Нордбухта (филлиты, кварциты, зеленокаменные породы и доломиты). Возраст комплекса Вереншельдбреен на севере ЗВЯ определяется, в том числе, возрастом интрузирующих их метамагматитов (1152–936 млн лет), а с привлечением материалов по южной части ЗВЯ – 1150–950 млн лет (Balashov et al., 1995, 1996). Отложения серии Софиебоген (RF<sub>3</sub>) выведены на поверхность в основании западного борта долины Чемберлена. К западу от долины Чемберлена вендские конгломераты образуют мульду синклинали мыса Лайель. Северная часть долины Чемберлена сложена мощной осадочно-вулканогенной толщей серии Чемберлендален, в составе которой присутствуют вулканогенные породы, филлиты, кварциты, известняки с согласными телами перидотитов и долеритов. Породы формируют синклиналь СЗ простираения, ограниченную разрывными нарушениями. Возраст серии на основании абсолютных датировок по магматическим породам определен нами как поздневендский (593–559 млн лет).

Объектами изотопных исследований (U-Pb метод) стали горизонты вулканитов и коагматичные им тела долеритов в северной части долины Чемберлена; крупное тело



габбро-диоритов в южной части этой же долины; тело метагаббро в западном борту ледника Речерч; тело милонитизированных гранитоидов на хребте Мартина (восточный борт ледника Речерч).

Группа среднерифейских магматитов выделена на основании полученных изотопных датировок. Субщелочные гранитоиды хребта Мартина представляют пластину (мощность до 200 м), надвинутую на породы серии Нордбухта. Девять из двенадцати полученных точек по *Zrn* из этих гранитов легли на конкордию и дали возраст  $936,5 \pm 6,7$  млн лет. Габброиды слагают согласные тела различной мощности (10–60 м) среди *Ser-Chl* сланцев серии Речёрчбреен. Они локализованы на юге долины Чемберлена и западном борту ледника Речёрчбреен. Эти габброиды имеют *Act-Ab-Chl* состав; присутствуют реликты *Cpx* и *Pl*; в небольших количествах могут присутствовать *Bt* и *Kfs*. По химизму габброиды отвечают пикробазальтам, трахибазальтам и трахиандезитобазальтам. Габброиды отнесены ко внутриплитным континентальным образованиям; их формирование шло в условиях континентального рифтогенеза. Габбро-диориты были отобраны на юге долины Чемберлена. Конкордантный возраст, полученный по *Zrn* из этих пород, составил  $967,1 \pm 6,4$  млн лет. Метагабброиды опробованы в западном борту ледника Речёрчбреен. По *Zrn* из этой пробы получен ряд возрастов в интервале 1162–1026 млн лет и по ним рассчитан конкордантный возраст  $1152 \pm 11$  млн лет.

На севере долины Чемберлена проведено изучение метабазит-ультрабазитового комплекса, который представлен пластовыми интрузиями, согласно залегающими в осадочно-вулканогенной толще серии Чемберлендален. Ранее породы комплекса были описаны и вместе с вмещающими их вулканитами отнесены к единой базальт-трахиандезитовой серии (Турченко и др., 1983 и др.). Породы комплекса испытали региональный метаморфизм зеленосланцевой фации. В составе комплекса описаны метаперидотиты, метапироксениты, метагабброиды; среди вмещающих вулканогенных пород – метабазальты, метапикриты, метаандезиты, метатифы. Комплекс базит-ультрабазитов Чемберлендален вместе с вмещающими вулканитами относится к субщелочной кали-натриевой серии, к трахибазальт-трахиандезитовой формации, а обстановки их образования – ко внутриплитным.

По этим породам было отобрано и изучено 7 проб: пять – из слоёв метавулканогенных пород, переслаивающихся с метаосадочными породами, и две – из согласных тел габброидов, залегающих в осадочно-вулканогенной толще серии Чемберлендален. Метабазальты взяты из горизонта мощностью до 30 м. Из пробы проанализировано 10 зёрен *Zrn*; все расчётные точки лежат на конкордии. Полученные цифры относятся к одному возрастному диапазону – от 509,5 до 582 млн лет. Конкордантный возраст рассчитан по 9 точкам и составил  $561,7 \pm 4,6$  млн лет. Метапикриты взяты из слоя мощностью до 7 м. Полученные значения (13 анализов) укладываются в два возрастных диапазона: а) 1674–1897 млн лет; б) 506–627 млн лет. Конкордантный возраст для *Zrn* второй группы рассчитан по 6 зёрнам и составил  $569,8 \pm 6$  млн лет. Метаандезитобазальты взяты из слоя мощностью 4 м. По *Zrn* из породы сделано 15 анализов. Полученные цифры дают две группы возрастов: а) 678–836 млн лет и б) 483–622 млн лет. Конкордантный возраст рассчитан по 10 замерам и составил  $559 \pm 4$  млн лет. Основной метатиф представляет мощную пачку плитчатых пород с порфировой структурой. Полученные цифры (11 результатов) дают 4 группы возрастов: а)  $2862 \pm 21$  млн лет; б)  $1403 \pm 9$  млн лет; в) 845–975 млн лет; г) 543–596 млн лет. Для *Zrn* последней группы (6 возрастов) получен конкордантный возраст  $593 \pm 6$  млн лет. Долериты взяты из согласного тела мощностью более 60 м. Полученные цифры (11 анализов) находятся в возрастном интервале 546–607 млн лет. Конкордантный возраст составил  $590 \pm 3$  млн лет. Габбро-долериты отобраны из согласного тела мощностью до 10 м. По 5 зёрнам *Zrn* получены две группы возрастов: а) 1744–1868 млн лет и б) 950–1006 млн лет, что позволяет



рассматривать эти *Zrn* как реликтовые. Метаандезиты взяты из слоя мощностью более 20 м. Полученные цифры (11 зёрен *Zrn*) обособлены в две группы: а) 2332–3309 млн лет и б) 1130–1436 млн лет, т.е. их надо рассматривать как захваченные магмой ксеногенные кристаллы. В итоге нужно указать на чётко проявленную возрастную привязку большинства исследованных пород - возрастной интервал от  $559\pm 4$  млн лет до  $593\pm 6$  млн лет. Это возраст становления осадочно-вулканогенного разреза серии Чемберлендален и комагматичных интрузий комплекса Чемберлендален.

Результаты представленных исследований магматических комплексов на севере ЗВЯ позволяют с уверенностью выделить два интервала магматической активности: среднерифейский (1157–936 млн лет) и вендский (593–559 млн лет).

События среднерифейского (гренильского) возраста широко проявлены на Шпицбергене. Доказано, что это время консолидации древнего фундамента архипелага (Хаин, Филатова, 2009 и др.). В частности, на юге ЗВЯ к образованиям этого этапа тектогенеза относятся габбро-гранитовый комплекс Сколфьеллет с возрастом 1156–1072 млн лет (Balashov et al., 1996) и метариолиты свиты Вимсодден (комплекс Вереншельдбреен) с возрастом 1198–933 млн лет (Balashov et al., 1995). Эти материалы указывают на факт магматических и метаморфических событий в этом районе архипелага в возрастном интервале 1200–950 млн лет, что вполне согласуется с данными по другим районам архипелага (Тебеньков и др., 1996). Новые датировки позволяют выделить на севере ЗВЯ в составе комплекса Вереншельдбреен новый стратон – серию Речерчбреен ( $RF_2$ ), – породы которой вмещают согласные тела метагабброидов с возрастными  $1152\pm 11$  и  $967,1\pm 6,4$  млн лет. Возрастные и петрологические характеристики этих пород позволяют сравнивать их с габбро и диоритами комплекса Сколфьеллет на юге ЗВЯ (Balashov et al., 1996). Одновременно полученные нами данные по возрасту ( $936,5\pm 6,7$  млн лет) и составу метагранитоидов хребта Мартина позволяют коррелировать их с гранитоидами и метариолитами, также известными на юге ЗВЯ. Всё это, вместе взятое, позволяет дополнить современное представление о тектоническом строении всего района и ведущей роли гренильских (среднерифейских) событий в формировании фундамента архипелага.

Наиболее важным результатом являются полученные впервые на Шпицбергене вендские датировки по метавулканитам серии Чемберлендален и прорывающим их телам габброидов. Здесь мы должны отметить, что вендское время на Шпицбергене, большое внимание которому уделили некоторые авторы (Бархатов, 1970; Кузнецов, 2009; Балуюев и др., 2010), отмечен редкими датировками (Rb-Sr, Ar-Ar, K-Ar, U-Pb) по метаморфогенным породам, в основном на ЮЗ архипелага. В целом байкальский этап остается во многом дискуссионным для Шпицбергена, хотя к нему и приурочена смена тектонического режима, формационных рядов и частичная структурная перестройка района. Особенно много внимания в связи с этим уделено тиллитоподобной формации венда. Расходятся мнения и по вопросу тектонических режимов для позднепротерозойских и раннепалеозойских этапов. Они рассматривались и как миогеосинклинальные (Красильщиков, 1973), и как платформеноидные (Бархатов, 1970). Также отметим, что на Шпицбергене верхнедокембрийские и нижнепалеозойские слоистые комплексы везде разделены перерывом и несогласием, которые сопоставимы по характеру и продолжительности с протоуральско-тиманским несогласием (Кузнецов, 2009).

Таким образом, появление вендских датировок по конкретным магматическим объектам на Шпицбергене было ожидаемо и случайностью не является. Определённый нами интервал датировок 559–593 млн лет отвечает вендскому периоду, что позволяет утверждать о существовании в это время на Шпицбергене геодинамических обстановок, генерирующих внутриплитный вулканизм. Характер ультраосновных и основных магматитов, а также пелитовый по преимуществу состав метаосадочных пород серии Чемберлендален указывает,





что осадочно-вулканогенная толща формировалась в течение единого тектоно-магматического цикла, в ходе которого субщелочной ультраосновной-основной вулканизм сочетался с высокой степенью химического выветривания пород в источниках сноса материала вендского времени. Можно предположить, что обстановки формирования осадочно-вулканогенного разреза были близки по природе континентальному рифтогенезу. Возрастная корреляция двух вендских толщ этого района архипелага – конгломератовой серии Кап-Лайель и осадочно-вулканогенной серии Чемберлендален, – позволяет рассматривать первую как более раннюю на том основании, что в горизонтах конгломератов и диамиктитов, широко представленных во всех свитах этой серии (мощность > 4 км), совершенно не встречаются гальки вулканических пород. Поэтому предлагается рассматривать серию Кап-Лайель как нижневендскую, а серию Чемберлендален как верхневендскую.

#### Литература:

Балуев А.С., Кузнецов Н.Б., Зыков Д.С. Новые данные по строению литосферы и истории формирования Западно-Арктического шельфа России (моря Белое и Баренцево), в: Леонов Ю.Г. (под ред.). Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen. 2010. с. 252–292.

Бархатов, Б.П. Основные этапы тектонического развития архипелага Шпицберген. Вестник ЛГУ. 1970. 6(1). с. 157–159.

Красильщиков, А. А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия-раннего палеозоя Шпицбергена. Ленинград. Недра. 1973. 120 с.

Кузнецов, Н.Б. Основание Свальбарда: северо-восточное продолжение скандинавских каледонид или северо-западное продолжение протоуралид-тиманид? Бюл. МОИП. 2009. Отд. геол.. 84(3). с. 23–51.

Тебеньков, А. М., Красильщиков, А. А., Балашов, Ю. А. Главные геохронологические рубежи и этапы формирования фундамента Шпицбергена. Доклады РАН. 1996. 346(6). с. 786–789.

Турченко С.И., Тебеньков, А.М., Бархатов, Д.Б., Барматенков, И.И. Геологическое строение и магматизм района долины Чемберлена, Западный Шпицберген, в: Геология Шпицбергена. Ленинград. изд-во ПГО «Севморгеология». 1983. с. 38–48.

Хаин В.Е., Филатова Н.И. От Гипербореи к Арктиде: к проблеме докембрийского кратона Центральной Арктики. Доклады РАН. 2009. 428(2). с. 220–224.

Balashov Ju. A., Peucat, J. J., Tebenkov, A. M., Ohta, Y., Larionov, A. N., Sirotkin, A. N., Bjornerud, M. Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon datings of the granitic-gabbroic rocks from the Skalfjellet Subgroup, southwest Spitsbergen. Polar Research. 1996. 15(2). pp. 167–181.

Balashov, Ju. A., Tebenkov, A. M., Ohta, Y., Sirotkin, A. N., Gannibal, L. F., Ryungenen, G. I. Grenvillian U-Pb zircon ages of quartz porphyry and rhyolite clasts in a metaconglomerate at Vimsodden, SW Spitsbergen. Polar Research. 1995. 14(3). pp. 291–302.

Harland W. B. The geology of Svalbard. Oxford. the Geol. Soc.. memoir 7. 1997. 521 p.

## ХАРАКТЕР ПРОЯВЛЕНИЕ И МИНЕРАЛОГИЯ ЭКЛОГИТОПОДОБНЫХ МЕТАГАББРО ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

*Скляр Е.В.<sup>1</sup>, Буслов М.М.<sup>2</sup>, Куликова А.В.<sup>2</sup>, Лавренчук А.В.<sup>2</sup>*

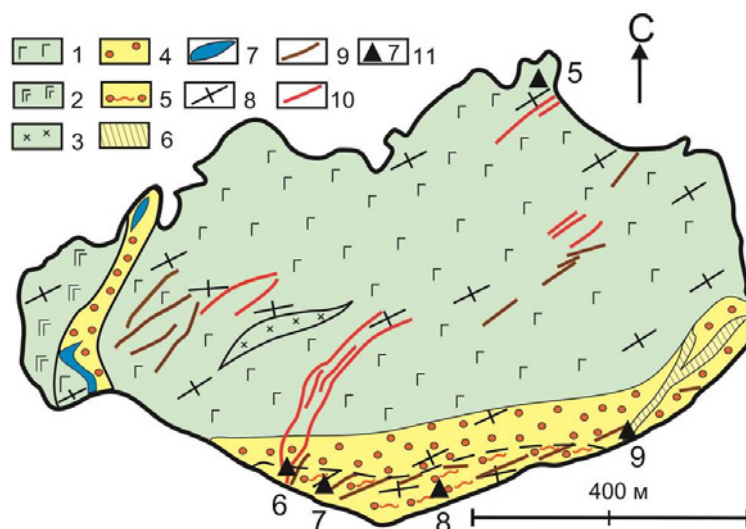
<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, skl@crust.irk.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, misha@igm.nsc.ru

Эклогитоподобные породы Ольхонского террейна по характеру проявления и особенностям состава минералов соответствуют двум разным типам, несмотря на то, что в обоих случаях их образование связано с габброидами одного комплекса. Породы первого типа встречены в краевых частях нескольких массивов зоны Тонта, где они слагают

маломощные зоны жильной или пятнистой конфигурации. Они сложены гранатом, клинопироксеном, паргаситом, в небольших количествах могут присутствовать скаполит, анортит, шпинель. Гранат имеет альмандин-пироп-гроссуляровый состав с содержанием пиропового компонента до 40%. Для гранатовых пироксенитов метаморфических пород зоны Тонта параметры метаморфизма составляют:  $T = 770-820^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 7,7-8,6$  кбар (Владимиров и др., 2017). Составы минералов изученных проявлений эклогитоподобных пород зоны Тонта и гранатовых пироксенитов близки. Эти же параметры можно принять для формирования эклогитоподобных пород.

Породы второго типа обнаружены на острове Замогой в Малом море, сложенном в различной степени метасоматизированными габброидами с многочисленными жилами сиенитов и гранитов (рис. 1).



**Рис. 1.** Геологическая карта о-ва Замогой. Метагабброиды преимущественно мезократовые (1), меланократовые (2) и лейкократовые до сиенитов (3); 4–6 – зоны метасоматических изменений в габброидах: с развитием фассаита (4), насыщенные кальцитом (5), со сливными гранатитами (6); 7 – инъекционные кальцифиры, в том числе мраморный меланж; 8 – элементы залегания; 9–10 – жилы сиенитов (9) и гранитов (10) 11 – проявления изученных габброидов (5) и эклогитоподобных пород (6–9), цифры соответствуют анализам минералов в таблицах 1–4.

Карбонатные и карбонатно-силикатные породы присутствуют в виде самостоятельных будинированных жил и прожилков, в которых иногда присутствуют фрагменты метагаббро (рис. 2А), но в то же время они слагают матрикс в южной части зоны, в котором заключены разноразмерные реликты метасоматизированных габброидов и фрагменты эклогитоподобных пород (рис. 2 Б).

Характер проявления кальцит-содержащих пород, а также присутствие кальцит-анортитовых симплектитов в некоторых породах позволяет предполагать «пропитку» карбонатным флюидом или флюид-расплавом массива габброидов по тектонической зоне. В этой зоне в виде тел жильной формы присутствуют гранат-пироксеновые породы с крайне незначительным содержанием паргасита, цоизита, анортита, скаполита и титанита, состав которых варьирует от мономинеральных гранатитов, до мономинеральных пироксенитов. В массиве Замогой присутствуют гранаты гроссуляр-альмандинового состава с небольшим количеством (около 10%) андрадитового минала. Составы минералов из эклогитоподобных пород массива Замогой резко отличаются от таковых из зоны Тонта и гораздо ближе к типичным скарновым.



**Рис. 2.** Детали проявления эклогитоподобных пород массива Замогой. А – Зона мраморного меланжа, фрагменты габброидов в кальцитовом матриксе. Б – жилы и прожилки карбонатно-силикатных пород и кальцита в габброидах.

Для зоны Тонта обосновано два этапа метаморфических событий (Скляров и др., 2020). Первый из них с возрастом около 500 млн лет характеризуется максимальными параметрами метаморфизма (770–820°C, 7.7–8.6 кбар). Для второго, с возрастом около 470 млн лет, фиксируются более низкие давления ( $P = 4\text{--}5$  кбар) при максимальных температурах 600–700°C. Метасоматическая проработка габброидов массива Замогой связана с метаморфическими процессами второго этапа.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект 20-05-00005.*

#### Литература:

Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Хромых С.В., и др. Динамика мантийно-корового взаимодействия на глубинных уровнях коллизионных орогенов (на примере Ольхонского региона, Западное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 223–268.

Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Котов Ф.Б., Мазукабзов Ф.М., Старикова А.Е. Региональный, контактовый метаморфизм и автометаморфизм Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 55–71.

## ЭКЛОГИТЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВОЗРАСТА

**Скублов С.Г.<sup>1,2</sup>, Березин А.В.<sup>1</sup>, Салимгараева Л.И.<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, skublov@yandex.ru

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

Эклогиты Беломорского подвижного пояса (БПП) являются ключевым объектом для геодинамических реконструкций не только БПП, но и Фенноскандинавского щита в целом. Одним из главных вопросов для эклогитов БПП является установление времени их формирования. Интерпретация возраста эклогитов БПП как архейского позволила ряду исследователей распространить на этот сегмент архейской коры геодинамические механизмы тектоники плит современного типа. В настоящее время геохронологические данные, полученные по эклогитам БПП в целом интерпретируются по-разному. Несмотря на



множество публикаций по проблеме возраста эклогитов Беломорского пояса (количество статей превышает 70) до сих пор отсутствует обобщающая обзорная работа, где был бы проведен объективный критический анализ всех точек зрения на проблему времени эклогитового метаморфизма и аргументов, лежащих в их основе.

На основании проведенных многолетних полевых наблюдений можно выявить главные особенности проявления эклогитовых минеральных ассоциаций (для реперных объектов – эклогитов района Салмы, Гридино и Керетского архипелага):

1. Эклогитизированные тела пород основного и реже – ультраосновного состава могут быть разделены на два основных типа по морфологии. В первом из них эклогитизация породы происходит нацело (далее – «площадная»), во втором же выполняет линейные зоны (далее – «линейная»), которые могут достигать значительной мощности. Линейный тип эклогитизации также хорошо известен, например, в районе Гридино (т.н. Гридинский меланж). В редуцированном случае линейный тип эклогитов выполняет лишь зоны дислокаций (shear-zone) и носит локальный характер с сохранением в окружающем матриксе первично магматических (реже – метаморфических) ассоциаций минералов.

2. Размер тел эклогитов существенно различен и определяется несколькими факторами: 1) способом эклогитизации (площадной/линейной); 2) степенью вторичной переработки пород, заключающейся в дезинтеграции и амфиболизации блоков пород. Процесс амфиболизации начинается в приконтактных частях тел с образованием каймы на границе с гнейсовым матриксом, постепенно замещая магматические и/или эклогитовые ассоциации в телах. Именно по этой причине в телах малого размера (будинах) эклогитовые ассоциации не проявлены или наблюдаются в виде реликтов. Особняком стоит неоднократно описанный, например, в районе Гридино, случай эклогитизации даек основного состава, имеющих небольшую мощность. В этом случае сохранность эклогитов может быть даже лучше из-за мелкозернистой структуры и повышенной плотности даек, препятствующей проникновению внутрь тел флюида.

3. Еще одна особенность заключается в том, что в пределах небольших по геологическим меркам участков наблюдается крайне неравномерное проявление эклогитизации пород. Это может быть связано как с отличием по составу протолита, так и степени наложенных деформаций (пластические, жесткие и интегральные). Эта комбинация факторов, включающих варьирующие по составу блоки основных (реже ультраосновных) пород вкупе с наложенными в различной степени деформациями, предопределяет возможность проникновения в породы флюида, преимущественно щелочного состава (Na-содержащего), источником которого, скорее всего, могли служить вмещающие плагиогнейсы.

В пределах БПП совместно с эклогитами часто встречаются гранатиты и амфиболиты (гранатовые). Все они составляют единую в структурном отношении ассоциацию и, соответственно, синхронны по образованию. Особенно отчетливо это наблюдается в линейном (жильном) типе. Формирование данного типа эклогитов происходит в условиях субсолидуса пород. Линейная форма образований, приуроченность к зонам деформаций вкупе с наложением деформаций жесткого типа являются их признаками. Условно можно выделить два подтипа, различающихся по масштабу проявления: непосредственно жилы эклогитов и эклогитизация в линейных зонах рассланцевания. В последнем случае мощность проявления зон амфиболитов и гранатитов существенно меньше, чем в первой. Мощность жил эклогитов составляет до 10 см, по простиранию они прослеживаются до 5 и более метров. Внутренняя структура жил часто имеет элементы директивности, свидетельствующих о формировании при непосредственном участии сдвиговой тектоники. Внешняя зона жил эклогитов представляет собой зону амфиболизации с неявными переходами во вмещающую породу. Особенностью является то, что диаметр порфириобласт



гранатов в зоне, близкой к эклогитам, в 3-10 раз больше, чем во вмещающих породах. Наблюдениями было установлено, что жилы эклогитов не выходят за пределы будин и находятся внутри них. При проявлении поздних наложенных деформаций жилы эклогитов нередко могут быть деформированы.

Генезис данных образований, как и всего процесса эклогитизации будин основных/ультраосновных пород, связан с реомобилизацией флюида (вероятно, при частичном его притоке из гнейсов) в объеме пород, находящихся в условиях субсолидуса и при непосредственном участии деформаций. На основании наблюдений можно предположить следующую модель формирования жильных эклогитов: 1) проникновение в трещину флюида, вероятно,  $H_2O$ - $Na$ -состава и формирование на фронте замещения амфиболовой зоны; 2) при дальнейших деформациях и раскрытии трещин формируется центральная – эклогитовая часть жилы

В некоторых случаях к приведенной выше модели могут добавляться незначительные зоны гранатизации и реже – плагиоклазитизации. Из минералогических особенностей эклогитовых жил можно отметить частое присутствие обогащенного хлором скаполита. Однако мощность данных образований крайне незначительна.

Таким образом, формирование тел и зон эклогитов в БПП можно рассматривать как процесс, включающий метасоматическое замещение пород при участии флюида и деформаций.

Авторская трактовка возраста эклогитового метаморфизма в пределах БПП основана на комплексе независимых изотопно-геохимических методов датирования – локальном  $U$ - $Pb$  методе по гетерогенным цирконам с магматическими ядрами и эклогитовыми каймами,  $Lu$ - $Nd$  и  $Sm$ - $Nd$  методам по породообразующим минералам эклогитового парагенезиса – гранату и омфациту. Все три метода независимо друг от друга определяют возраст эклогитового метаморфизма как свекофеннский, с одним и тем же значением – около 1900 млн лет.

Для эклогитов БПП (на примере районов Салмы, Гридино и Керетского архипелага) установлено, что центральные части (ядра) циркона из эклогитов-метагаббро с варьирующим возрастом от 2.2 до 2.8–2.9 млрд лет являются магматическими, а их внешние метаморфические каймы с возрастом около 1.9 млрд лет по редкоэлементному составу соответствуют типовым эклогитовым цирконам. Таким образом, эклогитовый метаморфизм с возрастом около 1.9 млрд лет ограничен самым молодым возрастом магматического протолита эклогитов около 2.2 млрд лет и возрастом наложенных процессов 1.84–1.87 млрд лет (пегматитообразование, гранатитизация эклогитов, ретроградный амфиболитовый метаморфизм).

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-15-50006 и является вкладом в выполнение темы НИР ИГГД РАН (FMNU-2019-0002). Авторы признательны А.Е. Мельнику за активное участие в исследовании эклогитов Беломорья и обсуждение ряда аспектов данной работы. Полевые работы на о-вах Керетского архипелага выполнялись при всесторонней помощи коллектива ББС ЗИН РАН «Картеи».*



## РОСТ И МОДИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО ЦИРКОНА В ПРОЦЕССЕ ЭКСГУМАЦИИ УЛЬТРАВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ ПОРОД НА ПРИМЕРЕ ЭКЛОГИТОВ УЧАСТКА КУМДЫ-КОЛЬ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (КАЗАХСТАН)

Скузоватов С.Ю.<sup>1</sup>, Шацкий В.С.<sup>1,2</sup>, Рагозин А.Л.<sup>2</sup>, Ванг К.-Л.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, skuzovатов@igc.irk.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, shatsky@igm.nsc.ru

<sup>3</sup>Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan, kwang@earth.sinica.edu.tw

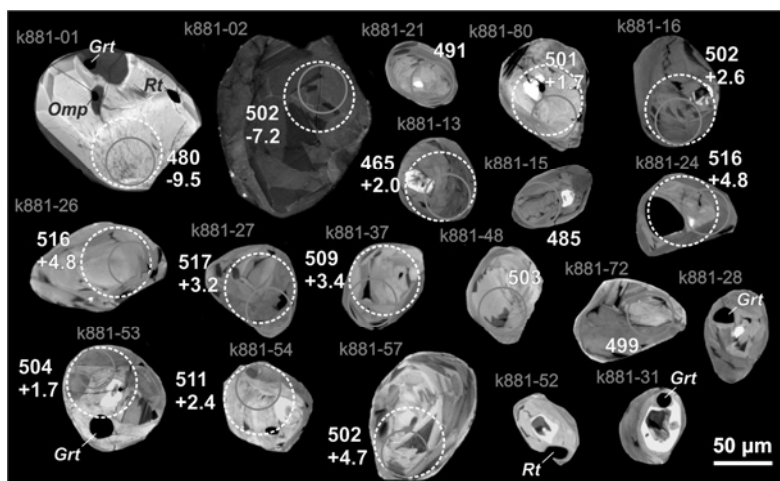
Использование корректных геохронометров принципиально важно для геохронологии субдукционного высокобарического метаморфизма, поскольку метаморфизм данного типа обычно представляется рядом ключевых стадий (прогрессивный собственно на этапе субдукции, регрессивный при эксгумации, аккреционный/коллизийный метаморфизм на финальной стадии), каждая из которых имеет свои характерные параметры P-T-t эволюции. Циркон традиционно используется в качестве надежного хронометра высокобарического (НР-УНР) метаморфизма, однако его использование зачастую ограничено (1) средне- и высокотемпературными парагенезисами, в которых циркон наиболее эффективно кристаллизуется из или при непосредственном участии флюидов и расплавов, и (2) богатыми Zr и исходно богатыми магматическим/детритовым цирконом породами (Chen and Zheng, 2017). Существуют примеры формирования метаморфогенного циркона в высокобарических метабазитах (эклогитах, высокобарических гранулитах) в результате как прогрессивной перекристаллизации магматических фаз-концентраторов Zr, так и роста циркона при фокусном просачивании метаморфогенных флюидов в пиковых метаморфических условиях или близких к таковым на регрессивной стадии (Liu and Liou, 2011). Кроме того, рост новообразованного циркона может быть результатом охлаждения и кристаллизации расплавов, генерируемых в результате частичного плавления *in-situ* или во внешних источниках в процессе эксгумации глубоко субдуцированной коры (Kohn et al., 2015).

Кокчетавский массив (Северный Казахстан) интерпретируется в качестве раннекембрийской субдукционно-коллизийной зоны северной части Центрально-Азиатского пояса и высокобарического комплекса Альпийского (континентального) типа, в пределах которого были сделаны находки коэсита и микроалмаза (Sobolev and Shatsky, 1990). Существующие петрологические свидетельства указывает на формирование Кокчетавского массива в результате глубокой (>120 км) субдукции континентальной окраины около 535–527 млн лет назад, за которой последовала полистадийная эксгумации пород на коровые уровни, соответствующие условиям амфиболитовой фации к ~515 млн лет (Claoué-Long et al., 1991; Nacker et al., 2003; Hermann et al., 2001; Shatsky et al., 1999; Troesch and Jagoutz, 1993). Большинство работ по U-Pb геохронологии высокобарического метаморфизма в рамках данных работ выполнены по фельзитическим и метаосадочным породам (Hermann et al., 2001; Katayama et al., 2001; Ragozin et al., 2009), тогда как возраст дальнейшей эксгумации оценен <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar и Rb-Sr методами по слюдам (Shatsky et al., 1999; Troesch and Jagoutz, 1993). В данной работе мы представляем первую находку распространенного пост-пикового циркона из эклогита ультравысокобарического домена Кумды-Коль, который является наиболее представительным сегментом Кокчетавского массива, содержащим микроалмазы.

Эклогиты участка Кумды-Коль представляют собой отдельные тела в кианит-слюдяных сланцах, мигматизированных гранито-гнейсах и алмазсодержащих метаосадочных породах. Исследованный в данной работе эклогит К-88-1 опробован в мигматизированных гранито-гнейсах на берегу оз. Кумды-Коль и состоит из первичных субидиоморфного граната, реликтового омфацита, аксессуарного рутила, а также ретроградной ассоциации

клинопироксен-плаггиоклазового симплектита и подчиненного количества амфибола. Рутил и циркон наблюдаются также в виде включений в гранате. Гранат незначительно варьирует по составу ( $Alm_{41-43}Prp_{27-29}Grs+And_{28-32}Sps_1$ ), со слабой зональностью отдельных зерен, выраженной в росте содержания гроссулярового минала и уменьшением такового для пирропа от центра к периферии. Омфацит варьирует по содержанию жадеитового минала ( $X_{Jd} = 0.19-0.43$ ) и железистости (0.13–0.33) от первичного высокобарического и богатого Fe до менее железистого пироксена в симплектите ( $X_{Jd} = 0.19-0.24$ ,  $\#Fe = 0.13-0.24$ ). Рутил в матрице повсеместно замещен ильменитом. Минералогическая термобарометрия по парам гранат-омфацит показала довольно широкий разброс значений для центральных зон минералов, полученных разными геотермометрами (~875–945°C), так и довольно низкую воспроизводимость расчетов для разных минеральных пар, что указывает на ограниченную степень достижения равновесия и/или потенциальное влияние неопределенности  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  в омфаците. Те же геотермометры применительно к внешним каймам граната и пироксена дают систематически более высокие значения (~943–1001°C).

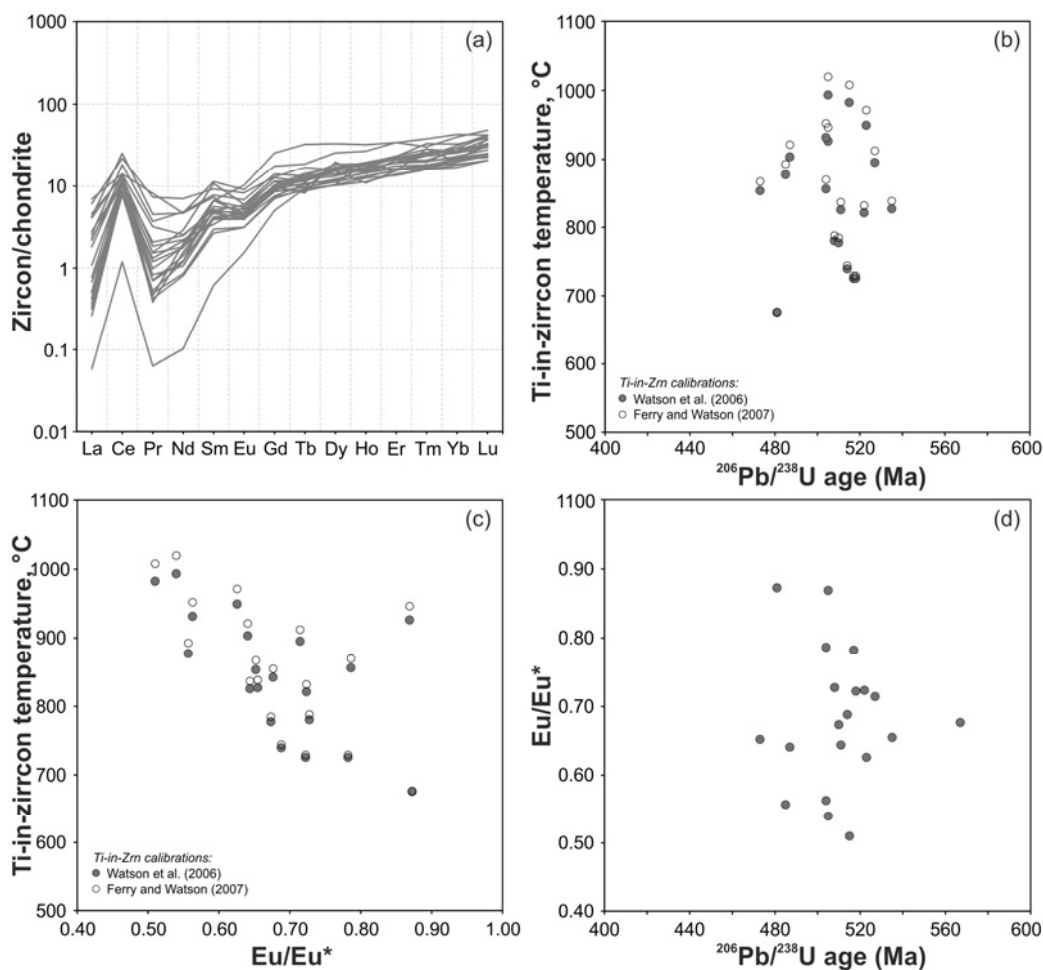
За исключением нескольких относительно крупных зерен, большинство цирконов имеют крайне малый размер (70–150  $\mu m$ ) и идиоморфную, короткопризматическую до близкой к округлой (soccer-ball) морфологию (рис. 1), в совокупности с гомогенным или секториальным внутренним строением, что указывает на метаморфогенное происхождение. Рентгеноспектральный анализ минеральных включений, доступных на поверхности шлифованных зерен, позволили определить распространенные гранат и рутил. Гранат из включений имеет менее магнезиальный и более железистый состав в сравнении с гранатом матрикса породы ( $Alm_{47-52}Prp_{25-27}Grs+And_{23-26}Sps_1$ ). Единственное обнаруженное включение омфацита имеет богатый жадеитом состав ( $Na_2O$  5.19 вес. %,  $X_{Jd} = 0.37$ ), а его железистость (0.34) схожа с таковой для омфацита матрикса. Конфокальной рамановской спектроскопией подтверждена распространенность включений граната (905–913  $cm^{-1}$  и 355  $cm^{-1}$ ) и рутила (440, 610  $cm^{-1}$ ) в качестве минеральных фаз из включений в цирконе, не выведенных на поверхность.



**Рис. 1.** Представительные КЛ топограммы внутреннего строения цирконов из эклогита участка Кумды-Коль с отмеченными точками LA-ICP-MS U-Pb датирования (малые сплошные круги) и MC-LA-ICP-MS Lu-Hf изотопного анализа (более крупные пунктирные круги).

Для 44 зерен циркона проведено U-Pb датирование методом LA-ICP-MS (результаты учтены на рис. 2–3). Содержание Th и U исследованных цирконов находятся в диапазонах 5.77–70.9 и 92.1–284 мкг/г, соответственно. Рассчитанные отношения Th/U варьируют в пределах 0.04–0.47. Полученные возрастные оценки в различной степени дискордантны (от -26.8 до +2.0%) при оценках  $^{206}Pb-^{238}U$  возраста в диапазоне 533–459 млн лет. 16 зерен с

наименьшей степенью дискордантности (в пределах 5%) дают возраст пересечения на конкордии  $508.1 \pm 4.4$  млн лет. Редкоэлементный состав отдельных выбранных цирконов характеризуется плоским или слабо положительным уклоном в распределении средних-тяжелых РЗЭ при  $Yb/Sm_N$  1.73–35.5, вариативным содержанием легких РЗЭ ( $La/Sm_N$  0.09–1.35),  $Ce/Ce^*$  максимумом и слабой до умеренной отрицательной аномалией  $Eu/Eu^*$  (0.51–0.87) (рис. 2). Цирконы демонстрируют содержание  $Ti$  в пределах 4.52–99.5 мкг/г, что соответствует диапазону температур кристаллизации в  $676$ – $993^\circ C$  и  $676$ – $1020^\circ C$  в расчете согласно калибровкам Watson et al. (2006) и Ferry and Watson (2007), соответственно.



**Рис. 2.** Избранные редкоэлементные характеристики цирконов относительно полученных U-Pb возрастных оценок.

За исключением одного зерна, цирконы имеют типично низкие отношения  $^{176}Lu/^{177}Hf$  ( $<0.00003$ ). Рассчитанные на возраст метаморфизма отношения  $^{176}Hf/^{177}Hf$  варьируют в пределах  $0.282513$ – $0.282684$ , что соответствует положительным  $\epsilon_{Hf}(t)$   $+1.5$ – $+7.8$  (рис. 3) и преимущественно неопротерозойские модельные возрасты (1.35–0.96 млрд лет). Исключения составляют изотопные характеристики двух крупных зерен (рис. 1, слева сверху), которые имеют  $\epsilon_{Hf}(t)$   $-9.5$  и  $-7.2$  в совокупности с модельными возрастными в 1.45 и 1.36 млрд лет, соответственно. Данные зерна имеют наиболее низкое содержание Hf (3216–3427 мкг/г против главным образом  $>5000$  мкг/г для остальных) и легких РЗЭ при более высоких отношениях средних РЗЭ к тяжелым ( $Yb/Sm_N$  35.5 и 6.49 против  $<6$  для остальных).



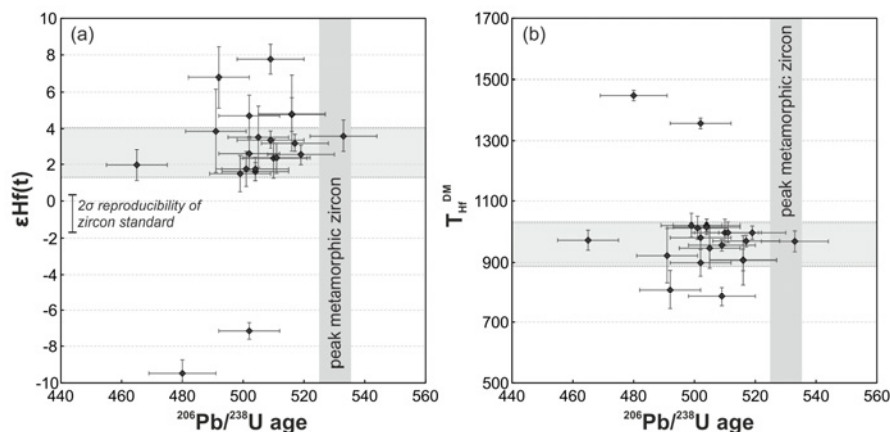


Рис. 3. Изотопная Lu-Hf систематика цирконов.

Исследованные цирконы из эклогита представлены исключительно новообразованными зернами, имеющими возраст от соответствующего пиковым условия до возраста эксгумации на уровень гранулитовой/амфиболитовой фации и пост-орогенного коллапса. Наиболее значимая популяция циркона имеет конкордантный возраст в  $508.1 \pm 4.4$  млн лет, что соответствует эксгумации эклогитсодержащего ультравысокобарического домена на уровень гранулитовой/амфиболитовой фации и, таким образом, может указывать на индивидуальную историю эксгумации отдельных сегментов алмазсодержащего УНР домена. Полученные изотопные характеристики Hf в цирконе ( $\epsilon_{\text{Hf}}(t) +1.5$ – $+7.8$ , модельный возраст 1.02–0.79 млрд лет) близки к валовым характеристикам «необедненных» эклогитов участка Кумды-Коль и указывают на относительную инертность высокозарядных элементов при частичном плавлении пород на пике метаморфизма и формирование новообразованных цирконов преимущественно из «внутреннего» источника при перекристаллизации или растворении-переотложении фаз-концентраторов Zr. Возрастные характеристики цирконов в совокупности с геохимическими особенностями подтверждают, что преимущественный рост/модификация метаморфогенного циркона происходил в обедненном Th и легкими РЗЭ эклогитовом субстрате, который испытал частичное плавление с растворением монацита наиболее вероятно на нижнекоровых уровнях с последующей регидратацией в процессе поздней дальнейшей эксгумации.

#### Литература:

- Chen R.-X., Zheng Y.-F. Metamorphic zirconology of continental subduction zones // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2017. Vol. 145. P. 149–176.
- Claoué-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V. Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // *Geology*. 1991. Vol. 19(7). P. 710–713.
- Ferry J.M., Watson E.B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2007. Vol. 154. P. 429–437.
- Hacker B.R., Calvert A., Zhang R.Y., Ernst W.G., Liou J.G. Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond-bearing metasedimentary rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan? // *Lithos*. 2003. Vol. 70. P. 61–75.
- Hermann J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V.S. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav massif, Kazakhstan) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2001. Vol. 141. P. 66–82.
- Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y. Ion micro-probe U–Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. Vol. 188. P. 185–198.



Kohn M.J., Corrie S.L., Markley C. The fall and rise of metamorphic zircon // *American Mineralogist*. 2015. Vol. 100(4). P. 897–908.

Liu F.L., Liou J.G. Zircon as the best mineral for P–T–time history of UHP metamorphism: a review on mineral inclusions and U–Pb SHRIMP ages of zircons from the Dabie–Sulu UHP rocks // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. Vol. 40/ P. 1–39.

Ragozin A.L., Liou J.G., Shatsky V.S., Sobolev N.V. The timing of the retrograde partial melting in the Kumdy-Kol region (Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan) // *Lithos*. 2009. Vol. 109. P. 274–284.

Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // *Chemical Geology*. 2002. Vol. 184. P. 123–138.

Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M. Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999. Vol. 137(3). P. 185–205.

Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*. 1990. Vol. 343. P. 742–746.

Troesch M., Jagoutz E. Mica cooling ages of diamond-bearing gneiss from the Kokchetav Massif, Kazakhstan // *Terra Abstracts EGU 7*. 1993. P. 396.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. Vol. 151. P. 413.

## ТИПОХИМИЗМ МАГНЕТИТА: РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ИНДИКАТОРОВ

*Смазунов Н.В., Таусон В.Л., Липко С.В.*

*Институт геохимии им.А.П.Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, vltauson@igc.irk.ru*

Магнетит рассматривается как “идеальный минерал-индикатор” (Canil et al., 2016) благодаря его устойчивости, широким вариациям состава и высокой плотности, позволяющей выделять его из осадочных компонентов. Это широко распространенный минерал, образующийся в различных типах пород и руд в различных физико-химических условиях, причем его состав крайне чувствителен к этим условиям. Тем не менее, такие важные характеристики как коэффициенты разделения и сокристаллизации его основных элементов-примесей в гидротермальной области параметров оставались практически неизвестными. Они исчерпывались единственной работой, в которой проблема рассматривалась в отношении ограниченного круга элементов – Mn, Zn, Cu и Cd (Ilton and Eugster, 1989), причем изученный температурный интервал (600–800 °C) больше тяготел к условиям магматических и метаморфических процессов, чем к гидротермальным условиям. Согласно (Nadoll et al., 2014), главные элементы-индикаторы (ЭИ) для магнетита – Mg, Al, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Zn и Ga (discriminator elements). В связи с развитием в последнее время высокочувствительных и достаточно точных методов определения микроэлементов (ВИМС, ЛА-ИСП-МС), в мировой геохимической литературе накопились сотни источников с полными анализами элементного состава магнетитов. Однако КПД использования этих данных невысок ввиду отсутствия простого пути перехода от состава магнетита к составу флюида, из которого он кристаллизовался. Причина, очевидно, в отсутствии надежных данных по коэффициентам распределения и сокристаллизации элементов в системе магнетит – гидротермальный раствор (флюид). Результаты вышеупомянутой работы Илтона и Эйгстера в последнее время привлекаются для таких оценок (Canil et al., 2016; Wu et al., 2019). Однако они не могут удовлетворить заинтересованного исследователя ни по числу ЭИ, ни с точки зрения надежности экстраполяции к “гидротермальным” температурам ( $\leq \sim 500$  °C) и правомерности использования полученных коэффициентов для реальных магнетитов – многокомпонентных твердых растворов, находящихся к тому же в



многофазных системах. Ранее нами было показано, что коэффициенты сокристаллизации примесных элементов более устойчивы к изменениям физико-химических условий по сравнению с коэффициентами разделения (распределения) самих этих примесей, особенно для химически подобных элементов, таких как элементы группы Fe в магнетите (Таусон и др., 2017; Smagunov et al., 2021). В рассматриваемом нами случае, это означает предпочтительность использования  $D_{ЭИ/Fe}^{маг/фл} = C_{ЭИ}^{маг} / C_{Fe}^{маг} \times C_{Fe}^{фл} / C_{ЭИ}^{фл}$  перед “обычным” коэффициентом распределения  $K_p^{маг/фл} = C_{ЭИ}^{маг} / C_{ЭИ}^{фл}$ . Здесь  $C$  – концентрации, маг – магнетит, фл – флюид. Причина легко объяснима:  $K_p$  зависит от закомплексованности и коэффициентов активности самого ЭИ, тогда как  $D_{ЭИ/Fe}$  – от отношений закомплексованностей в растворе и отношений коэффициентов активности в магнетите ЭИ и Fe, которые не претерпевают столь значительных изменений при изменении условий ввиду химического подобия сокристаллизующихся элементов. С этой точки зрения наиболее перспективно использование так называемых “парных” коэффициентов сокристаллизации ( $D_{Ni/Co}$ ,  $D_{V/Cr}$ ,  $D_{Mn/Zn}$  и т.д.), которые легко определяются по  $D_{ЭИ/Fe}$  для этих элементов.

Эксперименты по определению коэффициентов сокристаллизации выполнены методом термоградиентного гидротермального синтеза при 450°C и 100 МПа (1 кбар) с использованием внутреннего пробоотбора. Подробности методики даются в работах (Таусон и др., 2017; Smagunov et al., 2021). Использование ростовой схемы опытов позволило получить довольно крупные (до 3 мм), идиоморфные кристаллы магнетита. Достижение стационарных (квазиравновесных) условий роста с реально небольшим градиентом температуры позволило синтезировать кристаллы с достаточно равномерным распределением ЭИ в объеме. Минерализующие растворы готовили на основе хлорида аммония (5 или 10 мас.%), ЭИ вводили в шихту в оксидной форме в количестве 0.1 либо 0.25 % от массы шихты, представленной Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO (либо Fe). При анализе продуктов опытов использовали методы атомно-абсорбционной спектроскопии (ААС), рентгеноспектрального микроанализа (РСМА), лазерно-абляционной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ЛА-ИСП-МС), а также атомно-силовой и сканирующей туннельной микроскопии (АСМ и СТМ) и рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии (РФЭС) для изучения поверхности кристаллов. При получении объемных концентраций элементов ЛА-ИСП-МС анализ применяли на тех же кристаллах, вмонтированных в эпоксидные шашки и хорошо отполированных, которые анализировали методом РСМА. Изучение поверхностных слоев естественных граней кристаллов с помощью послойного ЛА-ИСП-МС анализа сопровождалось контролем глубины прожига при нескольких последовательных проходах лазерного луча. Использовали следующую аппаратуру: микрозонд Superprobe JXA-8200, атомно-абсорбционные спектрометры Perkin-Elmer Model 403, 503 и Analyst 800, масс-спектрометрические системы Agilent 7500ce и Perkin-Elmer NexION 300D с платформой лазерной абляции NWR-213, сканирующий зондовый мультимикроскоп СММ-2000, фотоэлектронный спектрометр SPECS с энергоанализатором PNOIBOS 150 MCD 9 и ионным инжектором Ag<sup>+</sup> PU-IQE112/38.

Наиболее высокие коэффициенты сокристаллизации ЭИ и Fe ( $D_{ЭИ/Fe}$ ) в магнетите установлены для V (6.6), Al (5.3), Ni (3.0) и Cr (1.2), более низкое значение зафиксировано для Co (0.2), еще более низкие – для Ti ( $1.4 \times 10^{-2}$ ), Mn ( $9 \times 10^{-3}$ ) и Zn ( $1.7 \times 10^{-3}$ ). Медь определена как наиболее несовместимый элемент в объеме кристалла ( $K_p = 10^{-3}$ ,  $D_{Cu/Fe} = 2 \times 10^{-5}$ ), однако она сильно концентрируется в поверхности. В работе (Ilton and Eugster, 1989) даются выражения для температурных зависимостей  $D$  Zn и Mn, и если экстраполировать их к 450 °C, то получим хорошее совпадение для Zn ( $1.8 \times 10^{-3}$ ) и несколько худшее для Mn ( $3.7 \times 10^{-3}$ ). Расхождение для Mn почти нивелируется, если учесть неидеальность смешения Mn-Fe с занятием октаэдрических позиций в структуре магнетита ионами Mn<sup>2+</sup> –  $D_{Mn/Fe}$  (450 °C)



$= 11 \times 10^{-3}$ . Такое сопоставление, с одной стороны, подтверждает устойчивость поведения коэффициента сокристаллизации в широком интервале температур (450 – 800 °С), а с другой – говорит о слабой зависимости результата от химических условий в системе, а также присутствия других элементов-примесей в магнетите. Ранее высказывали сомнения в применимости этих коэффициентов в присутствии таких элементов как Ti, Al и Cr (Ilton and Eugster, 1989), но в наших экспериментах эти элементы также водились в систему и присутствовали в магнетите, как и другие элементы, причем Co и Ni - в довольно высоких концентрациях (до ~ 3 мас.%). Важно отметить, что  $D_{Mn/Fe}^{mag/fl}$  сохраняет свое значение и при кристаллизации магнетита в тройной ассоциации с сульфидами Fe – пиритом и пирротинном. При сравнении  $K_p$  ИЭ с аналогичной величиной для магматических систем (равновесие магнетит – силикатный расплав, согласно обзору Nadoll et al., 2014), обращает на себя внимание неожиданная когерентность Al в гидротермальной системе ( $K_p = 260$ ) при его несовместимости в магматических системах ( $K_p \sim 0.1$ ). Напротив, Zn и Mn являются совместимыми элементами в магматическом магнетите ( $K_p$  от ~1 до ~100), но несовместимыми в гидротермальном ( $K_p = 0.1$  и 0.3 соответственно). Для других элементов наблюдается качественное согласие поведения в гидротермальных и магматических системах (кроме Cu). В отношении Cu наблюдались существенные расхождения в результатах трех использованных аналитических методов, что говорит о значительной неоднородности ее распределения. Изучение поверхности кристаллов методами РФЭС, ЛА-ИСП-МС и АСМ-СТМ показало, что на ней присутствует тонкий слой неавтономной фазы (НФ) оксигидроксидного состава (Tauson et al., 2018) с повышенным содержанием  $Fe^{2+}$  ( $Fe^{2+}/Fe^{3+} \approx 1$ ) по сравнению со стехиометрическим магнетитом ( $Fe^{2+}/Fe^{3+} = 0.5$ ). Наличие и толщина слоя зависят от условий роста, состава системы и типа грани, в среднем его толщина составляет от ~ 100 до 300 нм. Данные ЛА-ИСП-МС показывают, что именно этот поверхностный слой характеризуется сильно увеличенными содержаниями микроэлементов. Повышенные примерно на порядок содержания элементов по сравнению с их объемной концентрацией зафиксированы при первом проходе лазера, что говорит о толщине слоя НФ менее ~1.5 мкм. Для Cu и Ti эффект выражен наиболее сильно по причине очень низких концентраций этих элементов в объеме кристалла. Обнаруженный эффект сильного фракционирования микроэлементов (МЭ) в поверхностную НФ важен как для экспериментальных, так и для природных систем. Низкотемпературные эксперименты по кристаллизации фаз микронных размеров *in situ* могут приводить к значительному искажению данных по пределу вхождения и коэффициенту распределения МЭ. При анализе дисперсных пород и руд осадочного и гидротермально-осадочного генезиса следует учитывать возможную неадекватность валовых методов и контролировать размерную зависимость содержания МЭ. Активность НФ в поглощении МЭ связывали с присутствием в ней гидроксильных функциональных групп и разупорядоченностью поверхностной структуры – присутствием в ней металлических и кислородных вакансий, что ослабляет кристаллохимический контроль вхождения элемента (Smagunov et al., 2021).

С использованием полученных экспериментальных данные, оценены соотношения элементов во флюидах, участвующих в образовании магнетитсодержащих месторождений магматогенно-гидротермального генезиса (Huang et al., 2013; 2015; Wu et al., 2019). Fe является преобладающим металлическим компонентом флюида, за которым следуют Zn, Mn и Cu, составляющие до ~ 30 – 40 % от его содержания. Второстепенное положение занимает Ti (~ 5% от содержания Fe), за ним следуют остальные изученные ЭИ ( $0.n - n \times 10^{-4}$  % содержания Fe). Эти расчеты показывают преобладание во флюидах магматогенно-гидротермальных систем Fe, Zn, Mn и (возможно) Cu, меньшее обогащение их титаном,



тогда как другие ЭИ варьируют в указанном выше интервале и являются микрокомпонентами флюида.

*Работа выполнена в рамках государственного задания (проект № 0284-2021-0002) с использованием оборудования ЦКП “Изотопно-геохимические исследования” (ИГХ СО РАН), “Ультрамикроанализ” (ЛИН СО РАН) и Красноярского регионального ЦКП СО РАН.*

#### **Литература:**

Таусон В.Л., Смагунов Н.В., Липко С.В. Коэффициенты сокристаллизации Cr, V и Fe в рудных гидротермальных системах по экспериментальным данным // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 8. С.1191–1199.

Canil D., Grondahl C., Lacourse T., Pisiak L.K. Trace elements in magnetite from porphyry Cu-Mo-Au deposits in British Columbia, Canada. *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 72. P. 1116–1128.

Huang X.-W., Zhou M.-F., Qi L., Gao J.-F., Wang Y.-W. Re-Os isotopic ages and chemical composition of magnetite from the Cihai magmatic-hydrothermal Fe deposit, NW China // *Miner. Deposita.* 2013. V. 48. P. 925–946.

Huang X.-W., Zhou M.-F., Qiu Y.-Z., Qi L. In-situ LA-ICP-MS trace elemental analyses of magnetite: The Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit, North China // *Ore Geol. Rev.* 2015. V. 65. P. 884–899.

Ilton E.S., Eugster H.P. Base metal exchange between magnetite and a chloride-rich hydrothermal fluid // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. P. 291–301.

Nadoll P., Angerer T., Mauk J.L., French D., Walshe, J. The chemistry of hydrothermal magnetite: A review // *Ore Geol. Rev.* 2014. V. 61. P. 1–32.

Smagunov N., Tauson V., Lipko S., Babkin D., Pastushkova T., Belozerova O., Bryansky N. Partitioning and surficial segregation of trace elements in iron oxides in hydrothermal fluid systems // *Minerals.* 2021. V. 11. No. 1. Art. 57.

Tauson V.L., Lipko S.V., Smagunov N.V., Kravtsova R.G. Trace element partitioning dualism under mineral-fluid interaction: Origin and geochemical significance // *Minerals.* 2018. V. 8. No. 7. Art 282.

Wu C., Chen H., Hong W., Li D., Liang P., Fang J., Zhang L., Lai C. Magnetite chemistry and implications for the magmatic-hydrothermal ore-forming process: An example from the Devonian Yuleken porphyry Cu system, NW China // *Chem. Geol.* 2019. V. 522. P. 1–15.

## **ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ГРАНИТОИДОВ НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (БАССЕЙН Р. МЕДВЕДКА)**

**Смирнов Ю.В.**

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия, smirnova@ascnet.ru*

Нора-Сухотинский террейн в российской геологической литературе рассматривается в качестве северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса. По существующим представлениям он разделяет Аргунский и Бурей-Цзямусинский супертеррейны и сложен фаунистически не охарактеризованными вулканогенно-осадочными комплексами, условно относимыми к верхнему протерозою, с которыми пространственно ассоциируют тела диабазов и метагабброидов, а также терригенными и терригенно-карбонатными отложениями силура, девона, карбона и перми (Геодинамика..., 2006; Решения..., 1994). Эти образования прорваны разновозрастными и разнообразными по составу магматическими комплексами. Вулканогенно-осадочные, терригенные и терригенно-карбонатные отложения Нора-Сухотинского террейна практически полностью перекрыты кайнозойскими отложениями Амуро-Зейской впадины, что создает огромные трудности для их изучения.

В статье представлены первые результаты минералого-геохимических исследований гранитоидов, слагающих массив в междуречье рек Селемджа и Медведка (52°05'08.7" с.ш.,



129°29'54.3"в.д.), где они контактируют с метапесчаниками и сланцами неклинской толщи. По существующим представлениям рассматриваемые гранитоиды входят в состав многофазового октябрьского гранитного комплекса условно отнесенного к раннему палеозою (Мартынюк и др., 1990). Однако в результате геохронологических исследований получена оценка возраста биотитовых гранитов Гарь-Ултучинского массива октябрьского комплекса, составляющая 495±5 млн лет (Сорокин и др., 2004). И на геологической карте нового поколения возраст октябрьского комплекса принимается ордовикским (Сережников и др., 2007).

Рассматриваемые породы представлены слабо рассланцованными гастингсит-биотитовыми гранитами. Главными пороодообразующими минералами гранитов являются калиевый полевой шпат – микроклин, микроклин-микрпертит (30–35%), кварц (25–30%), плагиоклаз – альбит (25–30%). Темноцветные минералы представлены биотитом (3–5%) и амфиболом (5–7%). По составу амфиболы близки к гастингситу и ферроэдентиту. Акцессорные минералы: циркон, сфен, апатит, ильменит, гидроксиды железа, гранат. Среди вторичных изменений отмечаются серицитизация и пелитизация плагиоклазов, пелитизация калиевых полевых шпатов. Структура гипидиоморфнозернистая гранитовая мелко-среднезернистая. Текстура массивная.

Гастингсит-биотитовые граниты по соотношению  $\text{SiO}_2$  (73–74 мас. %) и суммы щелочей  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$  (8.6–8.9 мас. %) соответствуют умеренно-щелочным породам. Для гранитов характерны высокие содержания редкоземельных элементов ( $\Sigma\text{REE}=147\text{--}299$  кг/г) при умеренно дифференцированном спектре распределения лантаноидов ( $[\text{La}/\text{Yb}]_n=2.3\text{--}5.6$ ) и четко проявленной отрицательной европиевой аномалии ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.20\text{--}0.25$ ). При нормировании на примитивную мантию проявлено обогащение исследуемых пород в отношении Ga (21–23 мкг/г), Rb (111–151 мкг/г), La (23–56 мкг/г), Ce (38–84 мкг/г), Ta (0.9–5.1 мкг/г), Zr (340–437 мкг/г), Y (58–92 мкг/г) и дефицит Sr (40–51 мкг/г), Ti (1199–1378 мкг/г).

Рассматриваемые гастингсит-биотитовые граниты характеризуются повышенными значениями соотношений Y/Nb и Yb/Ta, лежащих в основе диаграммы предложенной (Eby, 1992), и соответствуют гранитам  $A_2$  – типа. Такой же вывод следует из диаграмм Y – Nb – Zr/4, Y – Nb – Ce, Y – Nb – Th\*3, Y – Nb – Ga\*3 (Eby, 1992).

Проведенные исследования позволили установить, что граниты массива горы Медведка по своим геохимическим особенностям соответствуют субщелочным гранитам  $A_2$  – типа.

#### Литература:

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. 572 с.

Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск. 1990. 215 с.

Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: ХГГПП. 1994.

Сережников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третье поколение. Лист N-52 (Зея). Дальневосточная серия / Под ред. А.С. Вольского. СПб.: ВСЕГЕИ. 2007.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Ц. U-Pb геохронология гранитоидов октябрьского комплекса Мамынского террейна (Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 5. С. 54-67.

Eby G.N. Chemical subdivision of A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.



## ГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НАКОПЛЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ХАРА-ШИБИРСКОЙ СВИТЫ ЧИРОНСКОГО ПРОГИБА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

**Смирнова Ю.Н., Смирнов Ю.В.**

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия, smirnova@ascnet.ru*

Монголо-Охотский складчатый пояс обычно рассматривается в качестве реликта одноименного палеоокеана (Зоненшайн и др., 1990 и др.), закрывшегося в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и группы континентальных массивов – Аргунского, Буреинско-Цзямусинского, иногда объединяемых в составе микроконтинента Амурия или Амурского супертеррейна (Зоненшайн др., 1990; Парфенов и др., 1999, 2003 и др.). В современном структурном плане этот пояс представляет собой субширотную шовную зону, состоящую из вытянутых вдоль ее простирания террейнов, ранее традиционно рассматривавшихся в качестве структурно-формационных зон.

Предлагаемые в настоящее время геодинамические модели формирования Монголо-Охотского складчатого пояса имеют во многом противоречивый характер. Это в первую очередь обусловлено недостатком геохимических, геохронологических и изотопно-геохимических данных для реперных геологических комплексов, позволяющих определить граничные условия для их разработки. Особый интерес в этом плане представляют осадочные комплексы, слагающие фрагменты некогда обширных бассейнов. В этой связи, они несут потенциально значимую информацию как о геодинамических обстановках, существовавших в период их образования, так и о возрасте и составе коры областей сноса кластического материала.

В публикации приведены результаты геохимических исследований песчаников хара-шибирской свиты, представляющей нижнюю часть разреза Чиронского прогиба, расположенного в северо-восточной части Ононского фрагмента Агинского террейна забайкальского звена Монголо-Охотского складчатого пояса, с целью уточнения геодинамической обстановки накопления осадочных толщ.

По существующим представлениям (Шивохин, 2010) хара-шибирская свита разделена на два ритма: в основании первого ритма выделена конгломератовая пачка с прослоями гравелитов и грубозернистых полимиктовых песчаников, которая вверх по разрезу сменяется песчанистыми алевролитами с прослоями мелкозернистых аркозовых песчаников; второй ритм представлен конгломератами, выше которых располагаются крупно-среднезернистые песчаники. Завершается разрез алевролитами, местами переходящими в алевритистые песчаники, содержащие маломощные прослои мелко- и среднезернистых песчаников. Гальки конгломератов состоят из кислых эффузивов, гранитоидов, кварцитов, песчаников, алевролитов, туфов и кварца. Для песчаников и алевролитов типичны текстуры взмучивания. Общая мощность свиты 1490 м. Хара-шибирская свита характеризуется обширным комплексом органических остатков мшанок, брахиопод, двустворчатых моллюсков, криноидей. По комплексу фаунистических остатков свита датируется раннебашкирским возрастом.

Песчаники хара-шибирской свиты буровато-желтого цвета с массивной либо слоистой текстурой и мелко-крупнозернистой псаммитовой структурой. Обломочный материал (0.10–0.65 мм) полуокатанной, полуугловатой, реже угловатой форм и представлен кварцем (20–35%), плагиоклазами (альбит, андезин, олигоклаз) (30–40%), КПШ (3–10%), микрокварцитами (5–15%), слюдистыми и серицит-кварцевыми сланцами (ед. вкл. – 10%), алевролитами (ед. вкл.), гранитами (ед. вкл.). Среди слюд наблюдаются биотит, мусковит, серицит и хлорит (единичные чешуйки – 13%). Цемент контактово-поровый



гидрослюдистого состава. Акцессорные минералы: магнетит, циркон, апатит, сфен, гранат, гидроксиды железа.

На диаграмме Петтиджона с соавтрами  $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$  (Петтиджон и др., 1976) фигуративные точки составов песчаников хара-шибирской свиты расположены в поле граувакк. В то время как на диаграмме А – F (Предовский, 1980), в основе которой лежат показатели фемичности  $F = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$  и глиноземистости  $A = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ , рассчитанные в молекулярных количествах, исследуемые породы локализируются в поле субграувакк и аркоз.

На тектонических дискриминационных диаграммах  $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ,  $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$  (Bhatia, 1983),  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (Roser, Korsch, 1986) песчаники хара-шибирской свиты по составу соответствуют осадкам, накопление которых происходило в обстановке активной континентальной окраины. Данный вывод согласуется с граувакковым составом исследуемых пород и присутствием в составе хара-шибирской свиты конгломератов и гравелитов.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 18-35-20004).*

#### Литература:

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. 1990. Кн. 1. 327 с.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.

Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир. 1976. 535 с.

Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука. 1980. 152 с.

Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1000000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-50. Третье поколение / Под ред. В.В. Старченко. СПб.: ВСЕГЕИ. 2010.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // Journal of Geology. 1983. V. 91. N 6. P. 611–627.

Roser V.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using  $\text{SiO}_2$  content and  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratio // Journal of Geology. 1986. V. 94. N 5. P. 635–650.

## РАССЛОЕННЫЕ ИНТРУЗИИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ФЕННОСКАНДИИ: ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ

**Смолькин В.Ф.<sup>1</sup>, Мокрушин А.В.<sup>2</sup>, Арискин А.А.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия, vsmolkin@gsm.ru

<sup>2</sup>Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, mokrushin@geoksc.apatity.ru

<sup>3</sup>Московский государственный университет, Москва, Россия, ariskin@rambler.ru

На территории восточной, наиболее древней части Фенноскандинавского щита широко развиты расслоенные интрузии палеопротерозойского возраста, сложенные серией пород гарцбургиты-ортопироксениты-нориты-габбронориты-анортозиты. Они являются одним из важных индикаторов смены эндогенных и геодинамических режимов на рубеже неархея и палеопротерозоя. С расслоенными интрузиями пространственно и генетически связаны промышленные месторождения и рудопроявления хромитовых, сульфидных Cu-Ni-PGE и малосульфидных Pt-металлических руд. Внедрение интрузий в верхнюю часть земной коры





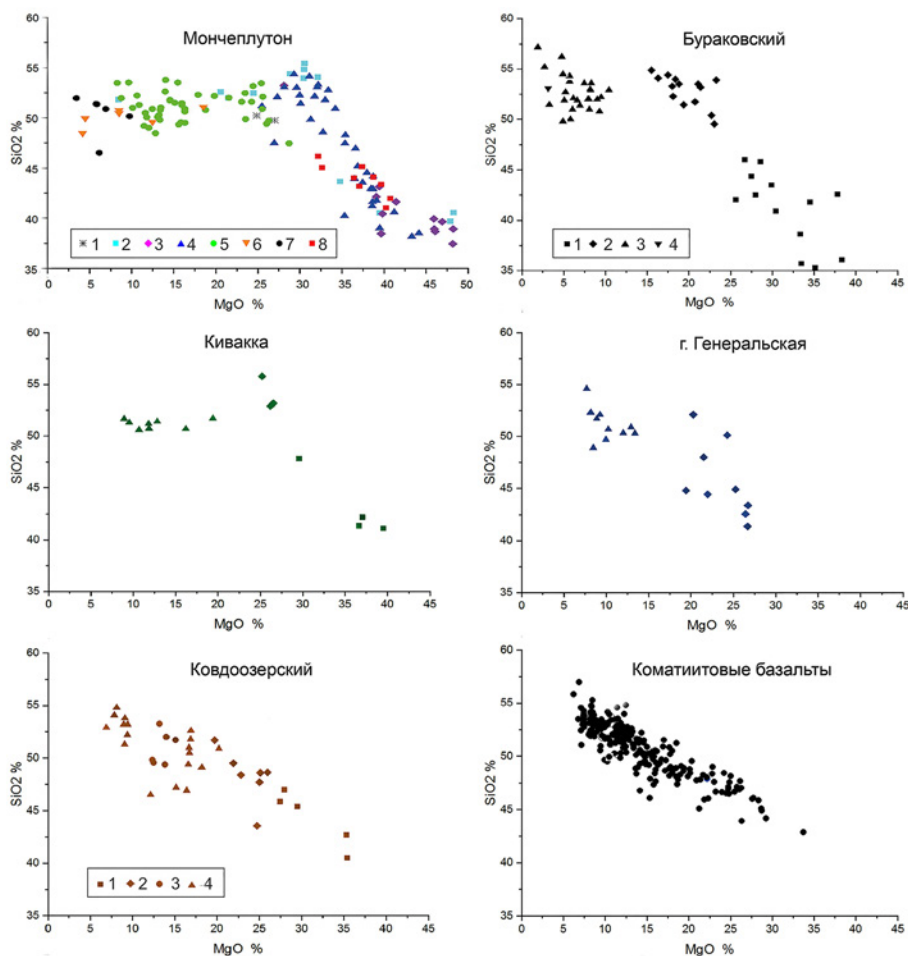
происходило в результате подъема и развития двух разновозрастных мантийных плюмов, пространственно смещенных относительно друг друга (Смолькин и др., 2009).

Интрузии, судя по их геологическому положению и результатам изучения изотопных U-Pb, Sm-Nd и Re-Os систем, относятся к двум разновозрастным группам, разделенных перерывом около 20 млн лет. Более древняя, Кольская включает интрузии горы Генеральская, Улитозерская, Мончеплутон и Федорово-Панский плутон. Их внедрение в период 2525–2485 млн лет и последующая ледниковая эрозия предшествовало заложению крупного Печенгско-Варзугского палеорифтогенного пояса (Smolkin, 1997), который протягивается на 600 км от Северной Норвегии до горла Белого моря. Позднее (2450–2430 млн лет) формировались интрузии Лапландско-Карельской группы: Олангская группа (Кивакка, Ципринга, Луккулайсвара), Бураковский плутон, Аканваара, Койтелайнен, Пеникат, Кеми, комплексы Портимо и Койлисмаа. Их формирование происходило уже в рифтогенных условиях на фоне базальт-риолитового вулканизма. Близкими по времени образования ко второй группе являются массивы лерцолит-габброноритов или “друзитового” комплекса Западного Беломорья, внедрение которых происходило в период 2460–2430 млн лет в условиях активных движений вмещающей рамы. Близкими по геохимическим и изотопным данным к интрузивным породам являются дайки габброноритов (2490–2495 млн лет), высокомагнезиальные низкотитанистые вулканы свиты Ветреного пояса (2410 млн лет) и полисарской свиты Имандра-Варзугской структуры.

Для сравнительного анализа были выбраны в пределах Кольского региона – Мончеплутон, Имандровский комплекс, плутон Федорово-Панских тундр, гора Генеральская; в пределах Карелии – Бураковский плутон, Кивакка и Ковдоозерский массивы; в пределах Северной Финляндии – массив Койтелайнен. Анализы были выполнены в Национальном центре научных исследований Франции (г. Нанси), ВСЕГЕИ (г. С.-Петербург) и ИГЕМ РАН (г. Москва). По Бураковскому и Федорово-Панскому плутонам, и массиву Койтелайнен использовались литературные данные.

Изученные интрузии различаются по количеству фаз внедрения магм, полноте набора пород, степени дифференциации и рудоносности. Наиболее полнодифференцированным является многофазный Мончеплутон с полным набором пород и руд, и хорошо проявленной макро- и микроритмической расслоенностью (Смолькин и др., 2019). Формирование его произошло в период 2498–2507 млн лет. Особенностью Мончеплутона являются пластические деформации, установленные в дунитах и хромитовых рудах Сопчеозерского месторождения. Они были проявлены на позднемагматическом этапе при температурах, судя по экспериментальным данным, около 400°С и общего давления 5 кбар.

Для Мончеплутона установлены два тренда дифференциации (рис. 1), которые обусловлены сменой парагенезисов хромит+оливин+ортопироксен на ортопироксен+плаггиоклаз, далее на ортопироксен+клинопироксен+плаггиоклаз и клинопироксен+плаггиоклаз. Состав пород подводящего канала, вскрытого скв. М-1, укладывается в первый тренд. Судя по геохимическим и изотопным особенностям пород, и составу минералов предварительная дифференциация магмы происходила в промежуточном резервуаре. Пульсационное поступление магмы из этого резервуара первоначально в северную, а затем южную камеру и последующая внутрикамерная дифференциация обусловила мегацикличность. На границах мегациклов наблюдается не только резкое изменение состава пород и минералов, и магматическая эрозия кумулатов, но и изменение изотопных характеристик пород. Так на границах II-III и III-IV мегаритмов установлены резкие изменения первичных отношений  $\epsilon_{Nd}$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , а также содержания Nd, Sr и Ni. Первичный состав расплава мог отвечать породам приконтактной зоны г. Травяная. Состав даек основного состава, пересекающих породы Мончеплутона, отвечают составу остаточных расплавов.



**Рис. 1.** Петрохимические диаграммы для пород расслоенных интрузий и вулканитов коматиит-базальтового состава палеопротерозойского возраста восточной части Фенноскандинавского щита. *Мончеплутон*: 1 – Нижняя приконтактная зона; 2 – I мегацикл (гг. Ниттис, Кумужья, Травная); 3 – II мегацикл (Дунитовый блок); 4 – III мегацикл (г. Сопча); 5 – IV мегацикл (гг. Ньюд, Поаз); 6 – V мегацикл (предгорье Вурэчуайвенч); 7 – габбро 10 аномалии; 8 – породы подводящего канала (Скв. М-1, инт. 2037–2377 м). *Бураковский плутон*, массивы *Кивакка*, г. *Генеральская*: 1 – дуниты, гарцбургиты; 2 – ортопироксениты; 3 – габбронориты; 4 – габбро, анортозиты. *Ковдоозерский массив*: 1 – лерцолиты; 2 – пироксениты; 3 – меланократовые габбронориты; 4 – габбронориты, габбро.

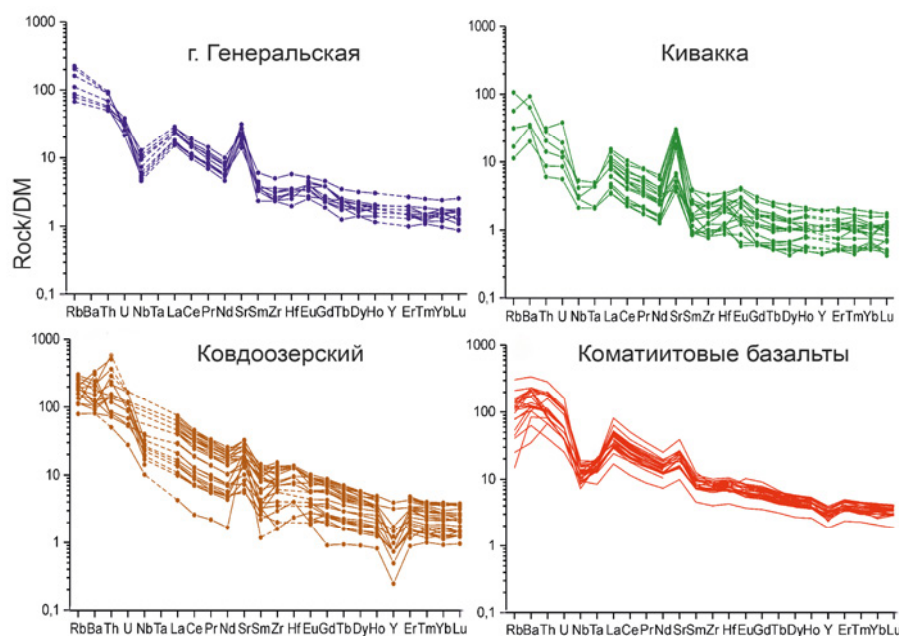
Аналогичные тренды дифференциации установлены и для Бураковского плутона (рис. 1). Анализ геохимических особенностей пород Бураковского плутона позволяет предположить, что на раннем этапе было заполнение двух самостоятельных, пространственно сближенных камерт (Аганозерской и Шалоозерско-Бураковской), сложенных дунитами и гарцбургитами. В последующем произошло объединение камер в результате внедрения расплава и формирование единого рудного горизонта пироксенитов с хромитовыми рудами, перекрытыми габброноритами с U-Pb возрастом 2430–2433 млн лет.

Массив Кивакка (2444 млн лет) представляет собой однофазную, безрудную интрузию с полным набором пород и хорошо выраженной ритмической расслоенностью. Массив горы Генеральской (2496–2505 млн лет), преимущественно сложенный габброноритами, является примером трещинной интрузии со слабо проявленной дифференциацией. Ковдоозерский массив (2436 млн лет) относится к лерцолит-габброноритовому (“друзитовому”) комплексу Западного Беломорья. По мере перехода от массива Кивакка к массивам г. Генеральской и

Ковдоозеро происходит выравнивание трендов дифференциации (рис. 1), одной из причин которого является уменьшение степени аккумуляции оливина и плагиоклаза. Типичный пример дифференциации магмы под оливиновым контролем – это вулканиты свиты Ветреного пояса и полисарской свиты, которые завершают коматиит-базальтовый магматизм.

Породы изученных интрузий и вулканитов коматиит-базальтового состава генетически родственные, сформированные в результате дифференциации единой магмы, обогащенной помимо  $\text{SiO}_2$ , также Rb, Ba, Th, U и LREE. Этот тезис можно продемонстрировать на примере спайдерограмм редких и редкоземельных элементов, нормированных к DM (рис. 2). Данное обогащение связано с глубинной коровой контаминацией. Подтверждением этому являются отрицательные геохимические аномалии Nb, Ta, положительные – Sr, а также отрицательные первичные отношения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (от -0.2 до -3.1) и повышенные –  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $> 0.7040$ ). Степень контаминации, судя по комбинированному анализу трех систем Re-Os, Sm-Nd и Rb-Sr (Смолькин и др., 2009), могла достигать в случае Мончеплутона 15–20% вещества неархейской коры.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (грант № 16-17-10129).*



**Рис. 2.** Спайдерограммы для редких и редкоземельных элементов для расслоенных интрузий и коматиитовых базальтов свиты ветреного пояса и полисарской свиты Имандра-Варзугской структуры. Нормирование по (Salters, Stracke, 2004).

### Литература:

Смолькин В.Ф., Кременецкий А.А., Ветрин В.Р., Тессалина С.П. Модель формирования рудно-магматической системы для расслоенных интрузий палеопротерозоя Балтийского щита // Наука и просвещение. К 250-летию Геологического музея. М.: Наука, 2009. С. 302–316.

Смолькин В.Ф., Мокрушин А.В., Арискин А.А. Расслоенные интрузии палеопротерозоя Мончегорского района: петрология, геохимия, изотопный возраст (Кольский регион) // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. М-лы конференции. Иркутск: Изд-во "Оттиск", 2019. С. 273–279.

Salters, U.J.M., Stracke, A. Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* // *An electronic Journal of the Earth Sciences*. 2004. Vol. 5, No 5. P.1–27.

Smolkin V.F. The Paleoproterozoic (2.5-1.7 Ga) midcontinent rift system of the northeastern Fennoscandian Shield // *Can. J. Earth Sci. Special Publ.* 1997. Vol. 34. P. 426–443.



## СТАНОВЛЕНИЕ СИНКОЛЛИЗИОННОГО БАЯНКОЛЬСКОГО ГАББРО-ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТНОГО МАССИВА: НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА МАФИЧЕСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ОКРАИНА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА)

*Смолякова А.Е.<sup>1,2</sup>, Владимиров В.Г.<sup>1,2</sup>, Кармышева И.В.<sup>1,2</sup>, Яковлев В.А.<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, [ann\\_smoliakova@mail.ru](mailto:ann_smoliakova@mail.ru)

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Настоящее сообщение посвящено закономерностям становления синколлизийных габбро-гранитных глубинных массивов на примере Баянкольского массива, расположенного в Западно-Сангиленском фрагменте коллизийного орогена в краевой части Тувино-Монгольского массива.

Баянкольский массив отвечает абиссальной фации глубинности. В его строении выделяют следующие фазы: 1 – габброиды; 2 – гранодиориты; 3 – граниты и лейкограниты.

Возраст Баянкольского массива оценивается изотопными методами в диапазоне от 520 до 485 млн лет ( $507 \pm 14$  млн лет, U-Pb, циркон [6]);  $496.5 \pm 3.6$  млн лет, U-Pb, циркон [5];  $489 \pm 3$  млн лет, Ar/Ar, амфибол [4]).

Мафические магматические включения (ММЕs) широко проявлены в магматических комплексах зрелых островных дуг и континентальных окраин коллизийных областей. Традиционно ММЕs в гранитоидных массивах считаются продуктом смешения контрастных по составу расплавов в обстановках мантийно-корового взаимодействия [11, 1, 9, 7, 10, 3, 8 и др.]. Как следствие, включения ММЕs в кислых породах плутонической фации имеют преимущественно диоритовый, монцодиоритовый и монцонитовый состав [2]. Их можно рассматривать природными маркерами процессов становления синколлизийных плутонов.

Результаты данных исследований опираются на структурное картирование Баянкольского массива, в ходе которого выполнены опорные разрезы через все фазы интрузива и его метаморфическое обрамление. Основное внимание было уделено гранодиоритам Баянкольского массива, поскольку именно в этой фазе массива фиксируется появление ММЕs.

Гранитоиды Баянкольского массива представляют собой вытянутое в юго-западном направлении тело, совпадающее по простиранию с Эрзинской сдвиговой зоной (shear zone), в пределах которой расположен массив. Микроструктурные исследования показали, что директивность в гранодиоритах отражает существовавшее в расплаве магматическое течение.

Анализировались следующие характеристики мафических включений:

распределение по количеству, размеру и плотности от подошвы до кровли тела гранодиоритов; ориентировка в пространстве, включая плоскостные и линейные характеристики ММЕs по отношению к магматическому потоку; микроструктурные характеристики и признаки деформаций; петрогеохимические характеристики.

Выявленные закономерности позволяют предложить модель становления синколлизийного Баянкольского массива.

Стадия 1: Локализация на начальных стадиях коллизийного орогенеза верхнемантийных основных магм.

Стадия 2: Сегрегация кислых расплавов с формированием магматической камеры как результат теплового воздействия со стороны области/камеры основных магм.

Стадия 3: Формирование гибридного слоя на границе контрастных по составу, температурам и вязкости основных и кислых магм.



Стадия 4: Тектоническая активизация Эрзинской сдвиговой зоны с внедрением (впрыскиванием) базитовых и гибридных расплавов в камеру кислой магмы с образованием и распределением в ее объеме мафических включений.

Стадия 5: Продолжение тектонических движений с деформированием камеры и началом течения кислых и основных магм.

Стадия 6: Консолидация Баянкольского массива с искажением его формы в юго-западном направлении.

Стадия 7: Реактивация Эрзинской сдвиговой зоны. Внедрение минглинг-даек и фрагментация Эрзинской зоны на фоне продолжающихся позднеколлизийных деформаций.

*Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН, при финансовой поддержке проектов РФФИ № 18-05-00851.*

#### **Литература:**

1. Биндеман И.Н. Ретроградная везикуляция базальтовой магмы в малоглубинных очагах: модель происхождения меланократовых включений в кислых и средних породах // Петрология. 1995. Т.3. №6. С. 632–644.
  2. Бурмакина Г.Н. Мафические включения и комбинированные дайки в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья: состав, петрогенезис // Диссертация на соискание уч. ст. канд. геол.–мин. наук. Улан–Удэ, 2013. 178с.
  3. Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья, Бургасский кварц–сиенитовый массив: состав, петрогенезис // Петрология. 2013. Т.21. №3. С. 309–334.
  4. Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембро–ордовикского этапа Алтае–Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высокит температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: материалы науч.-практ. конф. Новосибирск, 2001. С. 68–72.
  5. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибикина Е.В., Ковач В.П., Кирнозова Т.И., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино–Монгольского массива: результаты U–Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. Т.7. №2. С. 174–190.
  6. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибикина Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино–Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.
  7. Плечов П.Ю., Фомин И.С., Мельник О.Э., Горохова Н.В. Эволюция состава расплава при внедрении базальтов в кислый магматический очаг // Вестник МГУ, Серия геология. 2008. № 4. С. 35–44.
  8. Полянский О.П., Семенов А.Н., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Владимиров А.Г., Яковлев В.А. Численная модель магматического минглинга (на примере Баянкольской габбро–гранитной серии, Сангилен, Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т.8. №2. С. 385–403.
  9. Castro A., Martino R., Vujovich G., Otamendi J., Pinotti L., D'Eramo F., Tibaldy A., Vinao A. Top–down structures of mafic enclaves within the Valle Fertil magmatic complex (Early Ordovician, Sun Juan, Argentina) // Geologica Acta. 2008. Vol.6. №3. P. 217–229.
  10. Cheng Y., Spandler C., Mao J., Rusk B. Granite, gabbro and mafic microgranular enclaves in the Gejiu area, Yunnan Province, China: a case of two–stage mixing of crust– and mantle–derived magmas // Contributions to Mineralogy and Petrology [Electronic resource]. URL: <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0766-0> ( date of treatment: 09.05.12.).
- Didier J., Barbarin B. Enclaves and Granite Petrology // Developments in Petrology, 13. Amsterdam: Elsevier, 1991. 625 p.



## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ПЛАСТОВСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ)

*Сначёв В.И.<sup>1</sup>, Исламов Р.Р.<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup>*Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия, SAVant@inbox.ru*

<sup>2</sup>*Башкирский государственный университет, Уфа, Россия, ramislamov@yandex.ru*

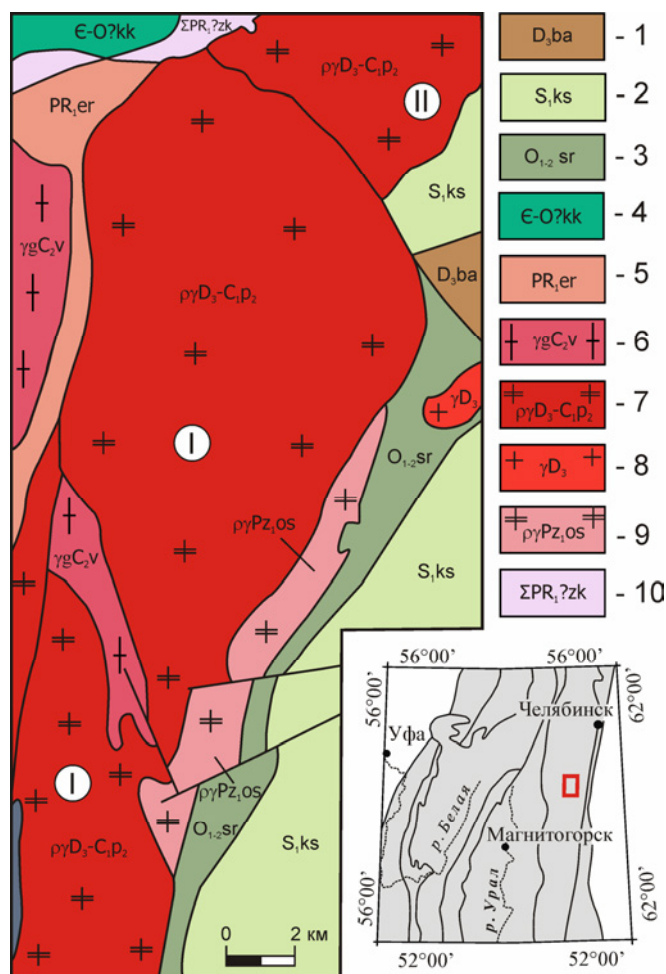
Пластовский гранитоидный массив относится к одноименному тоналит-плагиогранитовому комплексу, который расположен в северной части Восточно-Уральского прогиба. Сложен он гранитоидами, образование которых происходило в два этапа: в первый из них сформировались гранодиориты, кварцевые диориты и биотитовые граниты, а во второй — плагиограниты. Основу интрузии составляют породы второй фазы – тоналиты гнейсовидные и массивные, плагиограниты мезо- и лейкократовые, нередко гнейсовидные; дайки плагиогранитов, лампрофиров.

Массив в плане имеет удлиненную форму и вытянут в субмеридиональном направлении на 26 км при ширине от 7 до 10 км (рис. 1). Вертикальная мощность варьирует от 2 до 8 км. С запада он прорывает гнейсы и кристаллические сланцы еремкинской толщи (PR<sub>1et</sub>), содержащей довольно мощные прослои углеродистых отложений с повышенными содержаниями золота (Рыкус и др., 2009), а с востока – биотит-полевошпатовые, амфибол-полевошпатовые гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты осейского комплекса (p<sub>1</sub>Pz<sub>1os</sub>) и вулканогенные породы силурийско-нижнекаменноугольного возраста.

Комплекс относится к гранодиорит-плагиогранитовой формации (Ферштатер и др., 1994). С ним связано золото-сульфидно-кварцевое и урановое оруденение. Установленный современным U-Pb SHRIMP-II методом возраст плагиогранитов Пластовского массива, по данным Ферштатера Г.Б. (Ферштатер, 2013), составляет 361±6 млн. лет. Для мусковит-биотитовых плагиогранитов датировки, полученные тем же методом геологами-съемщиками ОАО «Челябинскгеосъемка» в 2012 году, близки 360 млн. лет, а для цирконов из гранодиоритов Коелгинского массива – 374,2 млн. лет. Исходя из полученных данных, возраст пластовского комплекса принимается позднедевонско-раннекаменноугольным.

По минеральному составу и содержанию кремнезема в породах массивов пластовского комплекса выделяются следующие серии пород: тоналиты (SiO<sub>2</sub> = 62,2–67,4 %) и плагиограниты (SiO<sub>2</sub> = 70,2–73,0%). Преобладание оксида натрия над оксидом калия почти постоянное, но незначительное. По соотношению щелочей породы ближе к малокалиевым гранитам, чем к плагиогранитам, с ростом кремнекислотности содержания CaO, MgO, FeO закономерно снижаются. Сравнительно высокое содержание калия в гомогенных плагиогранитах обусловлено, по-видимому, широко проявленными в них процессами микроклинизации и мусковитизации. В лейкократовых плагиогранито-гнейсах содержание кремнезема достигает 76,0%, а оксида калия резко понижается до 0,8 %.

По химическому составу рассматриваемые гранитоиды соответствуют нормальнощелочным гранодиоритам и плагиогранитам с преимущественно натриевым типом щелочности. С ростом кремнекислотности содержания TiO<sub>2</sub> и MgO снижаются, увеличивается глиноземистость. По содержанию Rb (48–160 г/т) и Sr (218–980 г/т) породы комплекса являются производными орогенной андезитовой магмы (Ферштатер и др., 1994), четко укладываются в поле тоналит-гранодиоритовой формации и существенно отличаются от гранитоидов габбро-гранитной формации (Сначёв и др., 2009). На вариационной диаграмме Rb-Sr (Колман и др., 1983), плагиограниты Пластовского массива попадают в область континентальных трондьемитов и кварцевых диоритов.



**Рис. 1** Геологическая карта обрамления Пластовского массива.

Условные обозначения: 1 – базальт-андезитовая толща: трахибазальты, базальты, андезибазальты; 2 – кособродская толща: туфы андезибазальтов, андезитов, дацитов и риодацитов; 3 – туфы андезито-базальтового, андезитового и дацитового состава; андезит-базальтовые, андезитовые и дацитовые порфириды; 4 – кукушкинская толща: аркозовые метапесчаники, метаконгломераты, метаалевролиты; 5 – еремкинская толща: амфиболовые плагиосланцы и амфиболиты с прослоями графитистых кварцитов и мраморов; 6 – варшавский комплекс: граниты, монцолейкограниты; 7 – пластовский комплекс: вторая фаза – плагиограниты мезо- и лейкократовые, нередко гнейсовидные. Римскими цифрами в кружках показаны массивы: I – Пластовский, II – Коелгинский; 8 – малокалиевые граниты; 9 – осейский комплекс: биотит-полевошпатовые, амфибол-полевошпатовые гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, амфиболиты, глинисто-кремнистые сланцы; 10 – западно-кочкарский комплекс метаморфизованных ультрамафитов и габбро.

Графики нормированного распределения РЗЭ в рассматриваемых породах характеризуются линейным типом с постепенным снижением содержаний от La ( $K_N - 15-200$ ) к Lu ( $K_N - 1-6$ ) и отсутствием Eu-аномалии. Примечательно, что мусковит-биотитовые граниты Пластовского массива содержат РЗЭ меньше, чем плагиограниты. Подобный тип распределения редких земель имеют трондjemиты континентальных окраин (в нашем случае для мусковит-биотитовых гранитов) или внутренних частей континентов (для плагиогранитов).

Для изучения физико-химических условий становления плагиогранитов Пластовского массива нами в ИГЕМе РАН (г. Москва, аналитик В.Ю. Прокофьев) выполнены исследования расплавных включений в кварце. В нем были обнаружены мелкие (7–19 мкм)



включения силикатного расплава, содержащие анизотропные кристаллы силикатов (кварц, полевые шпаты), газовые пузырьки (0,8–6,7 об. %) и водный раствор в интерстициях. Подобная работа ранее проведена для гранитов Ахуновского (Демин и др., 1981) массива.

Микротермометрические исследования водного флюида проводились на микротермокамере THMSG-600 фирмы "Linkam". Флюидное давление и концентрация воды в расплаве оценивалась по методике В.Б. Наумова (Наумов, 1979). Для каждой пробы исследовались три группы включений с одинаковыми фазовыми соотношениями с целью получения представительной информации.

Для реконструкции условий формирования гранитоидов использовались три основных параметра: температура гомогенизации включений, давление и концентрация воды в расплаве. Температура кристаллизации кварца определялась по моменту гомогенизации расплавных включений, а давление – по давлению воды в системе расплав-включение. Кроме того, важную информацию несут дополнительные параметры – концентрация солей и хлора во флюиде, объём и плотность флюида и др.

Начало плавления силикатных фаз фиксируется при температурах 660–730 °С, а полная гомогенизация наиболее мелких включений – 850–1030 °С. Гомогенизация флюида с переходом в жидкость происходила при 302–443 °С. Плавление льда наступало при температурах -6,8...-3,8°С, что соответствует концентрации 6,2–10,2 мас. % раствора NaCl (Bodnar et al., 1994). Большинство расплавных включений вскрывалось при нагреве, что свидетельствует о высоком внутривакуольном давлении летучих компонентов. Давление воды, рассчитанное для температур начала плавления, составляет 1460–3380 бар, что соответствует глубинам 5–11 км (абиссальная зона). Концентрация воды в расплаве оценивается в 1,0–3,1 мас. %, а хлора, рассчитанная в предположении, что солевые компоненты флюида представлены только хлоридом натрия, составляет 0,09–0,16 мас. %. Наличие расплавных включений свидетельствует о первично-магматической природе гранитоидов рассматриваемого комплекса.

Весьма важные характеристики расплава – флюидонасыщенность и состав флюида, особенно содержания в нём хлора и солей, обеспечивающих экстракцию и перенос многих металлов (Коваль и др., 1998). В цитируемой работе на большом фактическом материале по Монголо-Охотской зоне определено, что в рудоносных гранитоидах, в частности редкометальных, довольно высоки концентрации хлора, воды и растворённых в ней солей. По последнему параметру (6,2–10,2 мас. %) плагиограниты Пластовского массива приближаются к рудоносным гранитам завершающих плутонических серий, широко развитых в пределах указанной выше территории.

Таким образом, учитывая приведенный выше аналитический материал по петрогеохимии и физико-химическим условиям кристаллизации гранитоидов Пластовской интрузии, можно сделать ряд следующих выводов:

1. Массив представлен породами двух фаз: первая – гранодиориты, реже кварцевые диориты и биотитовые граниты; вторая – плагиограниты. Последние развиты гораздо шире, чем первые.

2. По химическому составу рассматриваемые гранитоиды соответствуют нормальнощелочным гранодиоритам и плагиогранитам с преимущественно натриевым типом щелочности.

3. По содержанию Rb и Sr породы пластовского комплекса являются производными орогенной андезитовой магмы, четко укладываются в поле тоналит-гранодиоритовой формации и попадают в область континентальных трондьемитов и кварцевых диоритов.

4. Содержания и распределение R3Э в гранодиоритах и мусковит-биотитовых гранитах соответствуют трондьемитам континентальных окраин, а в плагиогранитах – внутренним частям континентов.





5. Кристаллизация гранитоидов Пластовского массива происходила при температуре 850–1030 °С. Наличие расплавных включений в кварце свидетельствует о первично-магматической их природе. Давление воды в расплаве составляло 1460–3380 бар, что соответствует глубинам 5–11 км (абиссальная зона). Высокое содержание воды (1,0–3,1 мас. %), хлора (0,09–0,16 мас. %) и солей (6,2–10,2 мас. %) в расплавных включениях в кварце гранитоидов, обеспечивающих экстракцию и перенос многих металлов, позволяют отнести их к рудоносным гранитам завершающих плутонических серий.

#### **Литература:**

- Демин Ю.И., Сначёв В.И. Тепловые поля Ахуновского гранитного массива и закономерности размещения в них оруденения // Доклады Академии наук СССР. 1981. Т. 261. № 1. С. 152–156.
- Коваль П.В., Прокофьев В.Ю. Т-Р условия кристаллизации гранитоидов Монголо-Охотской зоны по данным исследования расплавных и флюидных включений // Петрология. 1998. Т. 6. № 5. С. 497–511.
- Колман Р.Г., Донато М.М. Еще раз об океанических плагиогранитах // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 118–130.
- Наумов В.Б. Определение концентрации и давления летучих компонентов в магматических расплавах // Геохимия. 1979. № 7. С. 997–1007.
- Рыкус М.В., Сначёв В.И., Кузнецов Н.С., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сначёв А.В. Рудоносность дунит-гарцбургитовой и черносланцевой формаций пограничной зоны между Южным и Средним Уралом // Нефтегазовое дело. 2009. Т. 7. № 2. С. 17–27.
- Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И., Савельев Д.Е., Бажин Е.А. Большаковский габбровый массив фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429. № 1. С. 79–81.
- Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Рапопорт М.С., Осипова Т.А., Смирнов В.Н., Левин В.Я. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1994. 250 с.
- Bodnar R.J. and Vityk M.O. Interpretation of Microthermometric Data for H<sub>2</sub>O-NaCl Fluid Inclusions. In: De Vivo, B. and Frezzotti, M.L., Eds., Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Application, Pontignsno-Siena. 1994. P. 117–130.

---

## **ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИТОВ СЕВЕРА ЩУЧЬИНСКОЙ ЗОНЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА**

***Соболев И.Д.<sup>1</sup>, Плотницын А.Н.<sup>2</sup>, Викентьев И.В.<sup>1</sup>***

<sup>1</sup>*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, [sobolev\\_id@mail.ru](mailto:sobolev_id@mail.ru), [ilyavikentev@rambler.ru](mailto:ilyavikentev@rambler.ru)*

<sup>2</sup>*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, [anplotitzyn@rambler.ru](mailto:anplotitzyn@rambler.ru)*

Среди палеозойских магматических образований Восточного склона Урала наименее изученными являются породы ордовикского и раннесилурийского возраста, что обусловлено плохой обнаженностью, значительной степенью метаморфизма этих пород и сложным тектоническим строением. Шла активная дискуссия о геодинамической обстановке формирования позднеордовикско-раннедевонских вулканитов Тагильской зоны, развитых на Среднем и Северном Урале. Обосновывались гипотезы о рифтогенной (Каретин, 2000 и др.) и надсубдукционной (Пучков, 1993; Язева, 2000 и др.) природе этих вулканитов. На большом фактическом материале было убедительно показано (Наркисова, 2005; Сироткина, 2008), что формирование вулканических пород Тагильской синформы происходило в островодужной обстановке. Аналогичные позднеордовикские и раннесилурийские магматические породы



известны и на Полярном Урале, в пределах Войкарской и Щучьинской зон (Государственная..., 2007а, 2014). Получены первые U-Pb данные о позднеордовикском и силурийском возрасте гранитоидных и габброидных интрузивов Щучьинской зоны (Андреичев и др., 2012, 2017; Соболев и др., 2017; Шадрин, Соболев, 2017), что значительно расширяет площадь возможного распространения комагматичных им ордовикских и раннесилурийских вулканитов, о возрасте и геодинамической обстановке формирования, которых на сегодняшний день мало данных.

На севере Щучьинской зоны Полярного Урала нами исследованы вулканогенные и осадочные породы сядайской свиты верхнего ордовика-нижнего силура, выходящие на поверхность в верхнем течении руч. Сядейбтояха. По данным геологического картирования образования этой свиты распространены в северной, северо-западной и южной периферийных частях Щучьинской зоны. В рамках этих работ (Государственная..., 2007б, 2014) высказано осторожное предположение, что натриевые базальты, андезибазальты, дациты и риолиты сформировались в областях растяжения земной коры (без уточнения их природы). Мы же полагаем, что породы этой свиты сформировались в островодужной обстановке (Соболев и др., 2017).

По составу пород разрез по руч. Сядейбтояха можно условно разделить на четыре части. Его *первая*, самая северо-западная и предположительно нижняя часть начинается с круто погружающихся на юго-восток базальтовых, дацитовых и плагиориолитовых градационно-слоистых туфов (мелколапиллиевых, псаммитовых и алевритовых) с единичными обломками известняков. Она в наибольшей степени дислоцирована – смята в складки северо-восточного простирания, которые надвинуты друг на друга в северо-западном направлении. Видимая мощность этой части – 510 м. *Вторая* часть разреза, наращивающая первую часть в юго-восточном направлении, представлена биоморфными водорослевыми известняками мощностью около 40 м и обломочным карбонатным шлейфом в вышележащих туфах мощностью около 300 м. В известняках присутствуют угловатые обломки базальтов, андезибазальтов, андезитов и дацитов. *Третья* часть, далее наращивающая вторую часть, сложена кристаллолитокластическими туфами клинопироксен-плагиофировых миндалекаменных базальтов (агломератовых, мелколапиллиевых и псаммитовых) и, вероятно, представляет собой ядро синклинальной складки. Главным отличием этих базальтовых туфов является примесь кристаллокластов керсутита и обломков базальтов с титан-авгитом. Видимая мощность пород около 250 м. *Четвертая*, самая юго-восточная и предположительно верхняя часть разреза представлена моноклинально погружающимися на юго-восток градационно-слоистыми кристаллолитокластическими агломератовыми, лапиллиевыми и псаммитовыми туфами миндалекаменных клинопироксен-плагиофировых базальтов и андезибазальтов видимой мощностью около 1100 м.

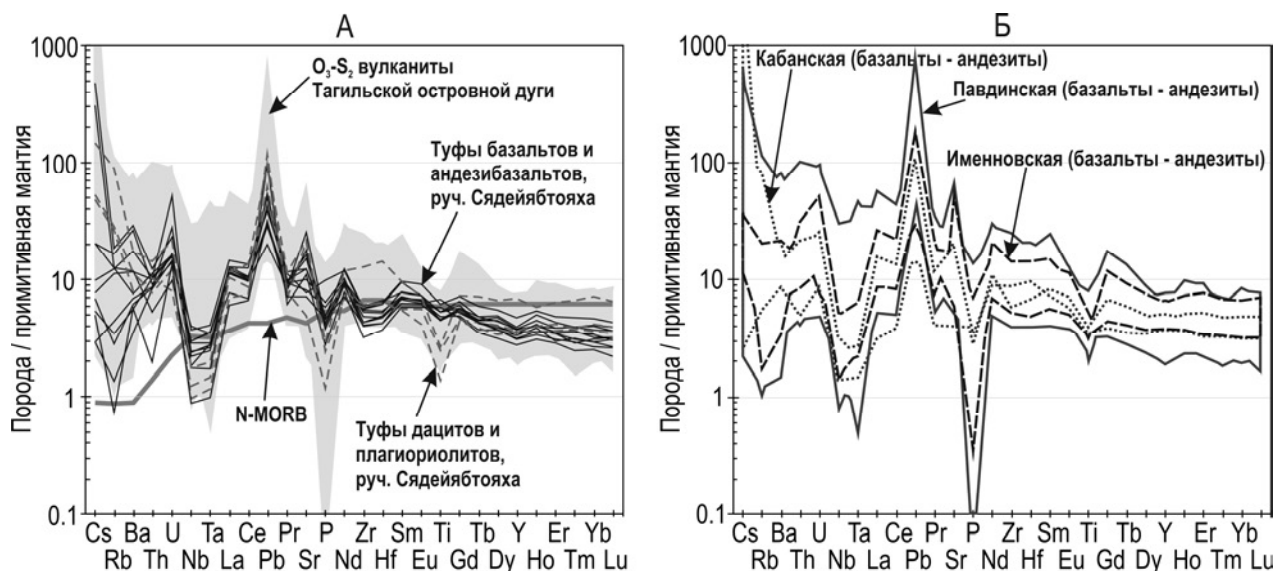
В туфах базальтов и андезибазальтов, которые встречаются на протяжении всего верхнего течения руч. Сядейбтояха, не замечено каких-либо явных закономерностей изменения состава снизу вверх по разрезу. Они относятся преимущественно к нормально- и умереннощелочным ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 3.4-7.5$  мас. %) породам Na, реже K-Na типа щелочности. Для этих пород характерны умеренные содержания (мас. %)  $\text{TiO}_2$  (1.0–1.5, в среднем 1.2) и  $\text{K}_2\text{O}$  (0.1–1.3, в среднем 0.6), высокие и умеренные концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (14.1–23.2, в среднем 19.5) и  $\text{Na}_2\text{O}$  (2.9–7.3, в среднем 4.7). Это железистые породы, с высокими содержаниями  $\text{FeO}_{\text{total}}$  (6.5–11.3, в среднем 9.4) при низких концентрациях MgO (2.4–6.7, в среднем 4.6; Mg# 22–35). Для них типичны также низкие содержания Ni (5–50 г/т) и Cr (5–92 г/т).

Туфы плагиодацитов и плагиориолитов занимают подчиненную роль в изученном разрезе и залегают только в его предполагаемой нижней части. Они характеризуются следующими содержаниями петрогенных оксидов (в мас. %):  $\text{TiO}_2$  (0.3–0.6),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (11.1–18.0),  $\text{FeO}_{\text{total}}$  (4.1–4.9), MgO (2.5–3.0), CaO (0.9–3.0),  $\text{Na}_2\text{O}$  (2.9–4.7),  $\text{K}_2\text{O}$  (1.0–3.4).

В туфах базальтов и андезибазальтов суммарное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) варьирует от 42 до 74 г/т. Для кислых туфов диапазон суммарных концентраций РЗЭ практически такой же – 44–75 г/т. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ для всех изученных вулканитов характеризуется слабым обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых РЗЭ, причем в туфах базальтов и андезибазальтов это обогащение проявлено в большей степени ( $La_N/Yb_N = 1.8-4.8$ , в среднем 3.4), чем в туфах дацитов и плагиориолитов ( $La_N/Yb_N = 1.6-2.9$ , в среднем 2.1).

Спектры распределения микроэлементов, содержания которых нормированы к составу примитивной мантии, демонстрируют обогащение туфов базальтов и андезибазальтов крупноионными литофильными (КИЛЭ) элементами (Cs, Rb, Ba, Pb, Sr) относительно высокозарядных (ВЗЭ) элементов и РЗЭ и наличие отчетливо проявленных минимумов Nb, Ta, P, Ti, Zr, Hf и максимумов U, Pb, Sr (рис. 1, А). Туфы кислого состава, в целом, наследуют характер распределения элементов-примесей туфов основного состава (рис. 1, А).

Вулканиты изученного разреза образуют известково-щелочную серию. Низкие и умеренные содержания  $TiO_2$  и  $K_2O$ , высокие  $Al_2O_3$ , обогащение КИЛЭ относительно ВЗЭ и РЗЭ, Ta-Nb минимум, максимумы по U, Pb и Sr свидетельствуют о формировании изученных туфов в островодужной обстановке.



**Рис. 1.** Мультиэлементные спайдер-диаграммы для составов палеозойских вулканических пород Урала, нормировано к примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989). А – для туфов сядайской свиты Полярного Урала, руч. Сядейбтояха; Б – для базальтоидов Тагильской зоны Среднего Урала.

Сопоставление вулканических пород сядайской свиты с близкими по геологическому положению и возрасту вулканитами Тагильской зоны Среднего Урала показало, что как по содержанию петрогенных оксидов, так и по концентрациям и распределению элементов-примесей изученные нами породы весьма похожи на образования кабанской, павдинской и именновской свит (рис. 1). Наиболее близким аналогом исследованных нами базальтоидов по возрасту и составу являются венлокско-лудловские островодужные базальты именновской свиты Среднего Урала.

В водорослевых известняках, а также в выше- и нижележащих обломках известняков, запечатанных в виде ксенолитов в туфах (первая и вторая части разреза), нами впервые обнаружены и определены микрофаунистические остатки остракод *Thuringobolbina* sp.,



*Aparchites?* sp., *Libumella?* sp., *Cytherellina* aff. *Distorta* Abushik, *Steusloffina cuneata* (Steusloff), *Arcuaria* sp., *Silenis* sp., *Bairdia* sp., *Elliptocyprites* sp., *Scaphina?* sp., в том числе несколько новых таксонов *Eurybolbina uralica* Melnikova, *Baschkirina tesakovae* Melnikova и *Syadaikinia tumidosa* Melnikova (Мельникова и др., 2021), табулятоморфных кораллов *Taxopora xenia* Sokolov (определение к.г.-м.н. Ю.В. Заики (Геосервис, Беларусь)), трилобитов *Scharyia* sp. раннесилурийского облика (заключение А.В. Крылова (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург)), мелких фораминифер *Ordovicina* sp., *Archaeosphaera crassa* Lipina, цианобактерий родов *Renalcis* Vologdin и *Epiphyton* Bornemann, проблематичных гидроидов *Fistulella* Shuysky и проблематичных микроостатков *Sphaerina* Riding et Soja (определения Н.А. Матвеевой (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар) и Р.М. Ивановой (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург)), которые позволили нам существенно уточнить возраст карбонатной постройки и синхронных известнякам вулканитов как поздневенлокско-раннелудловский.

Таким образом, присутствие угловатых обломков вулканитов в известняках и обнаружение обломочного карбонатного шлейфа в туфах свидетельствуют о близком времени формирования этих пород. Наличие биоморфных водорослевых известняков позволяет заключить, что накопление отложений происходило в мелководно-морских условиях в пределах фотической зоны. Туфы по химическому составу соответствуют островодужным образованиям, и можно предположить, что они отлагались на склоне островной дуги. Наиболее близкими по возрасту и составу аналогами основных вулканитов сядайской свиты являются островодужные базальты именовской свиты Тагильской зоны Среднего Урала.

*Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №18-05-70041 («Ресурсы Арктики») и Минобрнауки РФ № 075-15-2020-802. В ЦКП «ИГЕМ-Аналитика» выполнен силикатный (XRF) анализ пород (аналитик А.И. Якушев). Анализ элементов-примесей (ICP-MS) произведен в ИПТМ РАН (аналитик В.К. Карандашев).*

#### Литература:

- Андреичев В.Л., Куликова К.В., Ларионов А.Н. U-Pb возраст плагиогранитов Малько (Полярный Урал) // Изв. Коми НЦ УрО РАН. 2012. № 4(12). С. 60–66.
- Андреичев В.Л., Куликова К.В., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Возраст островодужных гранитов Щучинской зоны Полярного Урала: первые U-Pb (SIMS)-данные // Докл. АН. 2017. Т. 477. № 2, С. 194–198.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q-41 (Воркута) / Ред. В.П. Водолазская. Объяснительная записка СПб.: ВСЕГЕИ, 2007а. 541 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (2-е изд.). Серия Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II / Ред. А.П. Казак. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007б. 372 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 (Салехард) / Ред. А.В. Жданов. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 396 с.
- Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 277 с.
- Мельникова Л.М., Плотыцын А.Н., Соболев И.Д., Викентьев И.В. Некоторые остракоды сядайской свиты (силур) Полярного Урала // Палеонтологический журнал. 2021. №5 (в печати).
- Наркисова В.В. Петрохимия позднеордовикских– раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала (по данным Уральской сверхглубокой скважины и околоскважинного пространства) // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М: МГУ, 2005. 24 с.
- Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. №3. С.18–33.
- Сироткина О.Н. Магматические образования Тагильской мегазоны (Средний Урал) как основа геодинамических реконструкций палеозоя // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2008. 26 с.



Соболев И.Д., Шадрин А.Н., Расторгуев В.А., Козырева Д.А. Раннеостроводужные гранитоиды Щучинской зоны Полярного Урала (результаты U-Pb (SIMS) датирования цирконов) // Вестн. МГУ. Сер. 4 Геология. 2017. № 1. С. 22–32.

Шадрин А.Н., Соболев И.Д. Результаты геохронологических исследований магматических пород Сибилейской площади (Восточный склон Полярного Урала) // Горные ведомости. 2017. № 2 (150). С. 54–69.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. №6. С.32–44.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // Geol. Soc. Spec. Publ. London. 1989. V. 42. P. 313–345.

## НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОГО ТИМАНА

*Соболева А. А., Андреичев В. Л., Удоратина О. В.*

*Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, aa\_soboleva@mail.ru*

Северный Тиман представляет собой горстообразное поднятие в составе Тиманской гряды, где на сравнительно небольшой территории выходят на поверхность габбро-долериты, граниты, сиениты, оливин-керсутитовые габбро, щелочные габброиды (Ивенсен, 1964; Мальков, 1966; Костюхин, Степаненко, 1987). Они прорывают метаосадочные образования неопротерозойской барминской серии и перекрываются известняками нижнего силура.

Сиениты распространены в районе мыса Большой Румяничный и слагают сопки Крайний Камешек и Малый Камешек. Граниты представлены массивами Большой Камешек, Сопки Каменные и имеют незначительное развитие в районе сиенитового массива мыса Большой Румяничный. Габбро-долериты образуют небольшие штоко- и дайкообразные тела, наиболее крупные из которых наблюдаются в районе гранитных массивов Большой Камешек и Сопки Каменные. Оливин-керсутитовые габбро наблюдаются в единственном выходе (150×120 м) в районе устья р. Румяничной. Щелочные габброиды образуют серию даек в сланцах и сиенитах на участке протяженностью ~5 км от мыса Большой Румяничный до устья р. Румяничной.

Длительное время суждения о возрасте магматических пород Северного Тимана основывались на K–Ar датировках в интервале 565–433 млн лет (Ивенсен, 1964; Мальков, 1966; Акимова, 1980; Фишман и др., 1981), и лишь с конца прошлого века стала накапливаться информация по более надежным изотопно-геохронометрическим системам.

Вначале сиениты и граниты были охарактеризованы Rb–Sr возрастными по валовому изотопному составу, свидетельствующими об их формировании в эдиакарии (Андреичев, 1998). Изохронный возраст сиенитов массива мыса Большой Румяничный составил  $590 \pm 5$  млн лет ( $n = 6$ ,  $I_{Sr} = 0.70431 \pm 0.00027$ , СКВО = 0.2), массива Крайний Камешек –  $603 \pm 6$  млн лет ( $n = 6$ ,  $I_{Sr} = 0.70447 \pm 0.00016$ , СКВО = 1.0), а гранитов массива Большой Камешек –  $597 \pm 6$  млн лет ( $n = 8$ ,  $I_{Sr} = 0.7078 \pm 0.0006$ , СКВО = 0.9). Все приводимые в тексте погрешности соответствуют  $2\sigma$ .

В это же время были опубликованы Pb–Pb (Pb-evaporation) данные по единичным зернам циркона из гранитоидов фундамента Печорской синеклизы (Gee et al., 1998), вскрытых скважинами в интервале глубин 3–4.5 км. Они считались одновозрастными с выходящими на поверхность гранитами Тимана, но Pb–Pb возраст цирконов, равный 567–551 млн лет (граница нижнего-верхнего венда), ставил под сомнение Rb–Sr данные о возрасте северотиманских гранитов, поэтому для дополнительной аргументации в лаборатории изотопной геологии Шведского музея естественной истории было проведено Pb–Pb (Pb-

evaporation) датирование единичных зерен циркона из сиенитов массива Крайний Камешек и гранитов Большой Камешек (Андреичев, Ларионов, 2000). Средневзвешенный  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраст в цирконах из сиенитов составил  $613\pm 2$  млн лет, а из гранитов –  $621\pm 4$  млн лет. Результаты согласуются с Rb–Sr возрастными, но при Pb–Pb датировании отсутствует контроль конкордантности, и поэтому необходим U–Pb анализ цирконов. По этой причине для корректировки возраста интрузивных пород Северного Тимана было проведено U–Pb датирование цирконов методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS).

Первые результаты по оливин-керсутитовым габбро и сиенитам массива мыса Большой Румяничный, а также габбро-долеритам гранитного массива Большой Камешек были получены в только что созданном Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на ионном микрозонде SHRIMP-II (Larionov et al., 2004). Впоследствии они были дополнены изотопными данными по цирконам из гранитов мыса Большой Румяничный, Большой Камешек и Сопки Каменные, установленными на микрозонде SHRIMP-RG, принадлежащем Стэнфордскому университету и Геологической службе США (Andreichev et al., 2020). В последние годы там же получены SIMS-датировки по цирконам из сиенитов массивов Крайний и Малый Камешки и из габбро-долеритов, наблюдаемых в районе гранитного массива Сопки Каменные (табл. 1).

**Таблица 1.** U–Pb (SIMS) конкордантные возрасты цирконов из магматических пород Северного Тимана

Массив	Порода, образец	Возраст, млн лет	Параметры	Ссылка
Мыс Большой Румяничный	Оливин-керсутитовое габбро, обр. G00:92 и 195	$614\pm 2$	95%, n=15, СКВО=0.075	Larionov et al., 2004
	Сиенит, обр. G00:91	$613\pm 7$	2σ, n=5, СКВО=3.4	Larionov et al., 2004
	Гранит, обр. 207	$614\pm 11$	2σ, n=4, СКВО=0.17	Andreichev et al., 2020
Крайний Камешек	Сиенит, обр. 148	$602\pm 5$	95%, n=8, СКВО=7.6	Данная работа
Малый Камешек	Сиенит, обр. 155	$598\pm 17$	95%, n=6, СКВО=6.7	Данная работа
Большой Камешек	Габбро-долерит, обр. G00:40 и G00:42	$617\pm 6$	95%, n=8, СКВО=3.6	Larionov et al., 2004
	Гранит, обр. 122	$613\pm 6$	95%, n=10, СКВО=0.3	Andreichev et al., 2020
Сопки Каменные	Габбро-долерит, обр. 179	$726\pm 8$	95%, n=9, СКВО=5.3	Данная работа
	Гранит, обр. 185	$723\pm 6$	2σ, n=8, СКВО=0.31	Andreichev et al., 2020
	Гранит, обр. 182	$727\pm 7$	2σ, n=6, СКВО=3.9	Andreichev et al., 2020

Примечание. Обр. 155 - средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст.

Таким образом, U–Pb цирконовыми датировками охарактеризованы практически все разновидности интрузивных пород Северного Тимана. Они свидетельствуют о двух магматических эпизодах. Возраст цирконов из габбро-долеритов и гранитов массива Сопки Каменные указывают на их образование в криогении, которое коррелируется с началом распада Родинии в интервале 800–700 млн лет (Богданова, 2019). Более молодые габброиды,



сиениты и граниты сформировались в узком временном интервале 617–598 млн лет, что отвечает эдиакарию. Этот эпизод магматизма щелочной направленности мог быть связан с завершающими этапами распада Родинии. Отделение Балтики от Лаврентии и раскрытие океана Япетус в интервале 630–550 млн лет (Богданова и др., 2009; Li et al., 2008) были вызваны подъемом мантийного плюма и сопровождалось плюмовым магматизмом, продукты которого отмечаются как в восточной части Лаврентии, так и на скандинавской стороне Балтики (Pisarevsky et al., 2008).

*Авторы выражают благодарность Э.Л. Миллер и М.А. Коблу (Стэнфордский университет, США) за содействие в датировании цирконов.*

#### **Литература:**

- Акимова Г.Н. Геохронология докембрия Тимана // Сов. геология. 1980. № 12. С. 71–85.
- Андреичев В.Л. Изотопная геохронология интрузивного магматизма Северного Тимана. Екатеринбург: УрО РАН. 1998. 90 с.
- Андреичев В.Л., Ларионов А.Н.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  датирование единичных кристаллов циркона из магматических пород Северного Тимана // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС. 2000. С. 26–28.
- Богданова С.В. Восточно-Европейский кратон: ключевые этапы докембрийской эволюции // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2019. С. 64–70.
- Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геол корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 29–45.
- Ивенсен Ю.П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.; Л.: Наука. 1964. 126 с.
- Костюхин М.Н., Степаненко В.И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука. 1987. 232 с.
- Мальков Б. А. Новые данные о возрасте досилурийских интрузивных комплексов Тимана и Канина // Докл. АН СССР. 1966. Т. 170. № 3. С. 669–672.
- Мальков Б.А. Петрология дайковой серии щелочных габброидов Северного Тимана. Л.: Наука. 1972. 128 с.
- Фишман М.В., Андреичев В.Л., Естафьева А.Д. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами (северо-восток европейской части СССР, север Урала, Пай-Хой, Новая Земля). Сыктывкар: Ин-т геологии Коми фил. АН СССР. 1981. 181 с. Деп. в ВИНТИ. № 531–82.
- Andreichev V.L., Soboleva A.A., Udoratina O.V. et al. Granites of the Northern Timan – probable indicators of Neoproterozoic stages of Rodinia breakup // Geodynamics & Tectonophysics. 2020. V. 11. Issue 2. P. 10–28.
- Gee D.G., Beliakova L., Pease V. et al. New, single zircon (Pb-evaporation) ages from Vendian intrusions in the basement beneath the Pechora Basin, northeastern Baltica // Polarforschung. 2000. V. 68. P. 161–170.
- Larionov A.N., Andreichev V.L., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Eds. Gee D.G., Pease V. Geol. Soc. London. Mem. 2004. № 30. P. 69–74.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. Precam. Res. 2008. V.160. P. 179–210.
- Pisarevsky S.A., Murphy J.B., Cawood P.A., Collins A.S. Late Neoproterozoic and Early Cambrian palaeogeography: models and problems // West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region / Eds. Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Neves Brito B.B., de Wit M.J. Geol. Soc. London. Mem. 2008. № 249. P. 9–31.



## ПЛАГИОГРАНИТЫ И ГАББРОИДЫ СРЕДНЕМАКАНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА (БАЙКАЛО-МУЙСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС): ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ (Nd, Sr) ДАННЫЕ

*Сомсикова А.В.<sup>1,2</sup>, Хаин Е.В., Переляев В.И.<sup>3</sup>, Разумовский А.А.<sup>1</sup>, Федотова А.А.*

<sup>1</sup>*Геологический институт РАН, Москва, Россия, fedotova2008@gmail.com*

<sup>2</sup>*Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия*

<sup>3</sup>*Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия*

Вопрос о соотношениях и генетической связи габбро и плагиогранитов в офиолитах и в коре океанов остается остро дискуссионным (Лучицкая, 2002; Коерке et al., 2007; Савельева и др., 2008; Силантьев и др., 2014; Рязанцев и др., 2015; Перцев и др., 2020 и ссылки в работах). При изучении плагиогранитов Среднемамаканского комплекса возник вопрос о том, связаны ли плагиограниты с расслоенным габбро. Петрохимические характеристики и микроэлементный состав пород не дали однозначного ответа. В связи с этим выполнено Sm-Nd и Rb-Sr изотопное исследование. При постановке задачи сделано предположение о том, что эпизод неизбежной для офиолитов альбитизации и серицитизации плагиоклаза и развития псевдоморфоз амфибола по пироксену был близок по времени к кристаллизации первичных минералов. Для изотопного анализа были выбраны связанные явными геологическими соотношениями пироксениты, габброиды, метадолериты и плагиограниты.

Породы Среднемамаканской офиолитовой ассоциации, близкие по составу к образованиям литосферы задуговых бассейнов, выведены на поверхность в покровно-складчатом сооружении восточной части Байкало-Муйского складчатого пояса (Станевич, Переляев, 1997; Переляев, 2003). Известны интерпретации комплекса как ультрамафит-мафитового массива островодужного типа (Цыганков, 2005) и одного из расслоенных плутонов этапа 0.7-0.8 млрд лет назад (Рыцк и др., 2007).

Ранее авторами определен возраст плагиогранитов Среднемамаканского комплекса по циркону и изотопный состав Nd плагиогранитов (Kröner et al., 2015; Сомсикова и др., 2021). Изученные плагиограниты, габброиды, пироксениты и долериты обнажены в верховьях одного из правых притоков реки Средний Мамакан. Здесь в существенно лейкократовых расслоенных габбро найдены два секущих тела светло-серых плагиогранитов мощностью, соответственно, от 15 до 40 см и до 60 см, они расположены на расстоянии около 25 м друг от друга. В рассматриваемом обнажении отмечаются деформированные долеритовые жилы (5-30 см) инъецирующие расслоенное габбро. Долериты, в свою очередь, инъецированы раскристаллизованными до среднезернистых габброидами.

Оценка времени формирования офиолитов Среднемамаканского комплекса Байкало-Муйского пояса  $645 \pm 10$  млн лет получена U-Pb изотопным методом по циркону из двух образцов плагиогранитов отмеченных выше жил (SHRIMP-II, Kröner et al., 2015). Вместе с тем, на примере Среднемамаканского массива подтвержден пример внедрения интрузий лейкократовых пород после становления офиолитового комплекса. В этих ситуациях возможно образование адакитов – гранитоидов с определёнными геохимическими характеристиками (высокоглинозёмистые, натровые породы с высоким содержанием Sr и низкими концентрациями Y и тяжёлых РЗЭ). Гранитоиды адакитовой группы, внедрились по системе трещин и кристаллизовались  $629 \pm 5$  млн лет назад в виде даек и жил мощностью до 40 м, прослеживающихся по пространству на сотни метров и секущих расслоенность дунит-пироксенит-габбровой серии массива (данные LA ICP-MS, Сомсикова и др., 2021).

Предшествующими Sm-Nd изохронными определениями: по клинопироксенитам и габброидам из одного ритма расслоенной серии и изохроне по минералам габброноритов и породе обоснованы оценки возраста кристаллизации пород Среднемамаканского комплекса





(Рыцк и др., 2001). Для лейкократовых габброноритов, с учетом погрешности, значение соответствует приведенным выше данным по циркону.

Rb-Sr и Sm-Nd изотопные систем пород Среднемамаканских офиолитов изучены с помощью масс-спектрометра TRITON в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии в ГЕОХИ РАН. На графике  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  точки изотопных составов плагиогранитов, долеритов и габброидов аппроксимируются прямой, отвечающей возрасту 650 млн лет со значительными погрешностью и величиной СКВО (Сомсикова и др., 2019).

Для всех образцов рассчитаны начальные изотопные отношения Sr и Nd на время  $T=650$  млн лет. Для плагиогранитов они составляют  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7031, 0.7041, (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.51176, 0.51179$ , для основных пород величины  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  и  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$  лежат в интервалах 0.7044 ... 0.7049 и 0.51172 ... 0.51182 (Сомсикова и др., 2019). Близость изотопных составов как Sr, так и Nd, рассчитанных на время кристаллизации, свидетельствует о генетической связи изученных пород Среднемамаканской офиолитовой ассоциации. Изотопные данные и геологические соотношения указывают на формирование плагиогранитов и основных пород в ходе единого магматического процесса.

*Работа поддержана грантом РФФИ № 16-35-00600 и выполнена в соответствии с темой НИР ГИН РАН (тема № 0135-2019-0049).*

#### Литература:

Луцицкая М.В. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое-кайнозое. Труды ГИН. Вып. 607, 2014. 360 с.

Переляев В.И. Ультрабазит-базитовые комплексы западной части Средне-Витимской горной страны : дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. ИЗК СО РАН. Иркутск. 2003. 159 с.

Перцев А.Н., Аранович Л.Я., Бортников Н.С. и др. Богатый калием гранитоидный расплав в нижнекоровых ассоциациях Срединно-Атлантического хребта на 13°34' с.ш.: связь с геохимически аномальным базальтовым магматизмом // Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований. Труды к 90-летию ИГЕМ РАН. Под ред. Бортникова Н.С. и Петрова В.А. С. 413–416.

Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолук В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.

Рязанцев А.В., Савельева Г.Н., Разумовский А.А. Дайковые комплексы офиолитов Урала // Геотектоника. 2015. № 3. С. 36–55.

Савельева Г.Н., Бортников Н.С., Баянова Т.С. и др. Изотопные Sm, Nd, Rb, Sr системы, захваченный He и углеводородные газы как маркеры источников расплава и флюидного режима при формировании океанической коры Срединно-Атлантического хребта в районе 5-6° с.ш. // Геохимия. 2008. Т. 46. № 8. С. 803–817.

Силантьев С.А., Кепке Ю., Арискин А.А. и др. Геохимическая природа и возраст плагиогранит/габброноритовая ассоциации внутреннего океанического комплекса Срединно-Атлантического хребта на 50°10' ю.ш. // Петрология. 2014. Т. 22. №2. С. 1–21.

Сомсикова А.В., Федотова А.А., Переляев В.И., и др. Новые Rb-Sr и Sm-Nd изотопно-геохимические данные для пород Среднемамаканского офиолитового комплекса восточной части Байкало-Муйского складчатого пояса // XXII Симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова. Тезисы докладов. М.: ГЕОХИ РАН. 2019. С. 84.

Сомсикова А.В., Костицын Ю.А., Федотова А.А., и др. Поздненеопротерозойский гранитоидный магматизм Байкало-Муйского складчатого пояса, офиолитовые и постофиолитовые плагиограниты // Геохимия. 2021. Т. 66. № 1. С. 15–36.

Станевич А.М., Переляев В.И. К стратиграфии позднего докембрия Средне-Витимской горной страны // Геология и геофизика. 1997. Т. 38 №10. С. 1642–1652.

Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2005. 306 с.

Koepke J., Berndt J., Feig S.T., Holtz F. The formation of SiO<sub>2</sub>-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros // Contrib Mineral Petrol. 2007. V. 153. P. 67–84.



Kröner A., Fedotova A.A., Khain E.V. et al. Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal–Muya belt, Siberia: Geochronology and geodynamic implications // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 111. P. 138–160.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО УЛЬТРАКАЛИЕВОМУ КОМПЛЕКСУ ПОРОД СЫННЫРСКОГО МАССИВА (СЕВ. ПРИБАЙКАЛЬЕ)

**Сотникова И.А., Владыкин Н.В.**

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, [sotnikova@igc.irk.ru](mailto:sotnikova@igc.irk.ru)*

Сыннырский плутон, площадь которого составляет 600 км<sup>2</sup>, является самым большим в мире ультракалиевым массивом центрального типа (Жидков А.Я. и др., 1962, 1982). Данный массив расположен в Северном Прибайкалье в 100 км к СВ от п. Нижнеангарск. Вместе с 8 массивами он входит в состав Северо-Байкальской провинции щелочных пород. Провинция приурочена к протяженной рифтовой зоне палеозойского возраста от о. Байкал до Алданского щита. Возраст массива (Жидков А.Я. и др., 1963, Андреев и др., 1963) составляет 320–340 млн лет (К-Аг метод). В 60-х годах 20 века на Сыннырском массиве проводились работы по поискам месторождения апатита, аналогичные хибинским. Сынныриты впервые были описаны А.Я. Жидковым (ВСЕГЕИ) (Жидков А.Я. и др., 1985), и он же поднял проблему их добычи и использования в качестве месторождений Al и K (для изготовления безхлорных удобрений). Остававшийся после переработки сырья кремний, в настоящее время, также возможно использовать для солнечных батарей.

Сыннырский плутон – яркий представитель комплексов К-щелочных пород миаскитового химизма. В настоящее время проводится разведка сынныритов и их бурение. На основе изучения керна скважин нами разработана новая схема магматизма массива. Последовательность формирования слагающих массив пород (от ультраосновных до кислых) представляется так: ранними породами являются биотитовые пироксениты, которые встречаются в виде ксенолитов в щелочных породах. Следующие породы – шонкиниты, которые образуются совместно с нефелиновыми сиенитами и сынныритами при расслоении щелочной магмы на меланократовую и лейкократовую части. Главная фаза массива представлена нефелиновыми и лейцит-нефелиновыми породами с участками сынныритов – чисто лейцитовыми образованиями (лейцит является метастабильным минералом, распадающимся со временем на псевдолейцит). Нераспавшийся лейцит встречается только в лавах четвертичного времени. Взаимоотношения сынныритов и нефелиновых сиенитов – фациальные. Как разновидность нефелиновых сиенитов встречены содалитовые сиениты. Следующая фаза Сыннырского массива представлена центральным штоком щелочных сиенитов и пуласкитов, а также дайками щелочных сиенитов, которые секут нефелиновые сиениты и сынныриты. Эти же породы секутся и меланократовыми дайками лампрофиров. Следующая фаза щелочных гранитов, проявленная в виде штока на СВ – в приконтактной части массива, где также нами было обнаружено и крупное тело субвулканических комендитов (вулканические аналоги щелочных гранитов). Подтверждением генетической связи гранитов и сиенитов является наличие крупной дайки щелочных гранитов, обнаруженной нами в центральной части массива, которая сечет сынныриты. Это дайка, как конечный дифференциат Сыннырского комплекса – агпаитовая, содержит типичный агпаитовый минерал – астрофиллит. В Северном экзоконтакте массива обнаружены щелочно-ультраосновные вулканы, которые, возможно, отвечают первичной магме Сыннырского плутона. По другую сторону реки Левая Мама известен Якшинский массив. Породы этого массива полностью аналогичны Сыннырскому выходу (также присутствуют

сынныриты) и, по нашим данным, это не отдельный массив, а спутник от Сыннырского массива.

Петрохимические диаграммы парных корреляций породообразующих элементов всех пород месторождения приведены на рис. 1. Как видно из диаграмм, точки составов пород образуют единый тренд, что однозначно свидетельствует о гомодромности пород Сыннырского комплекса и их генетической связи. Несколько неясным остается участие в комплексе щелочных вулканитов, геологическое положение которых пока не выяснено. Из диаграмм видна широкая дисперсия составов нефелиновых, щелочных сиенитов и шонкинитов и выдержанные составы сынныритов. Такая дисперсия составов подтверждает фациальный характер кристаллизации пород и говорит об образовании этих разновидностей при процессе расслоения щелочной магмы, как в промежуточной камере, так и при их кристаллизации.

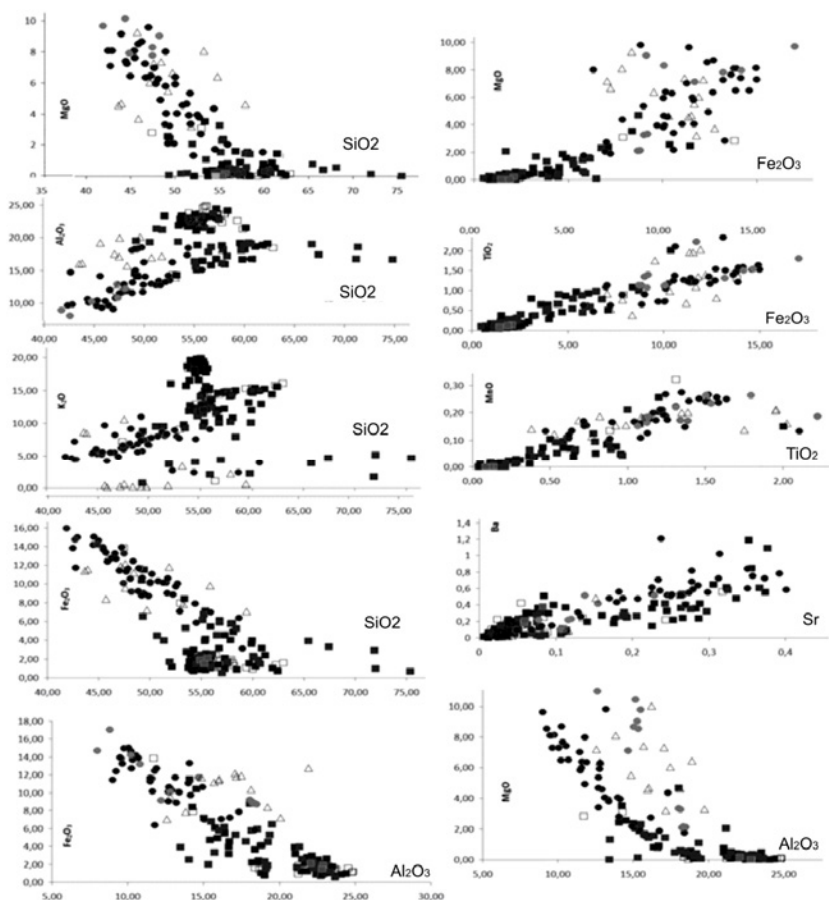
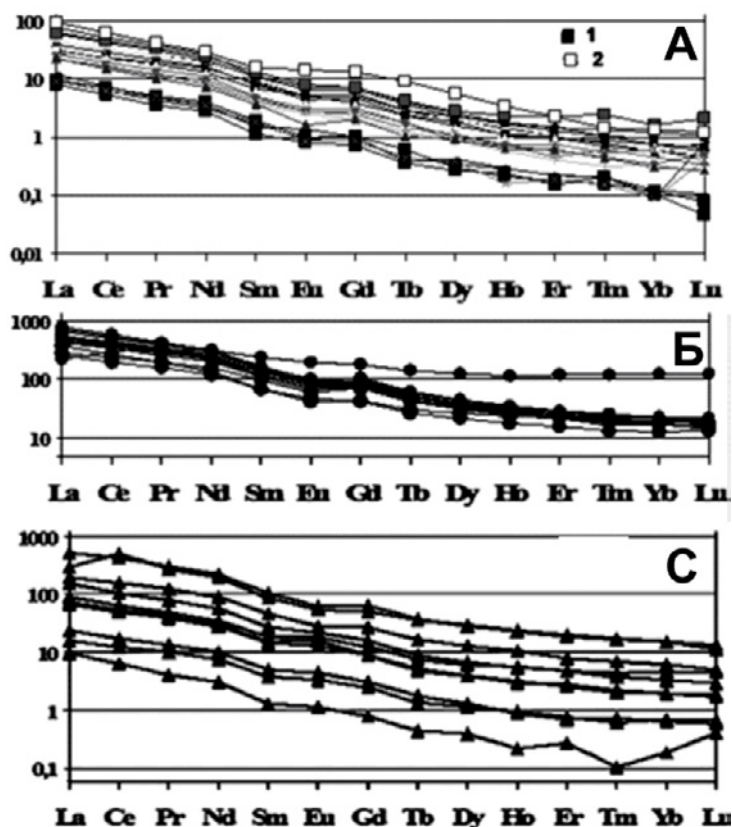


Рис.1. Парные корреляции породообразующих элементов Сыннырских пород.

Спектры редкоземельных элементов (выполнены методом АСП-МС) представлены на рис 2. Для всех видов пород практически не наблюдается фракционирование европия. Спектры сынныритов (рис. 2 А) – очень компактные и однотипные, как для самих сынныритов, так и для измененных разновидностей сынныритов. Из этого можно сделать вывод, что сынныриты не подвергались гидротермальным изменениям, а произошел распад нестабильного нефелина в самой породе. Все линии спектров имеют малый наклон, у шонкинитов он почти горизонтальный. В целом, спектры редкоземельных элементов во всех породах однотипны и отличаются только относительными содержаниями элементов, что свидетельствует об их генетическом родстве.



**Рис. 2.** Спектры редкоземельных элементов в породах. Усл. обозначения: А: 1 – сынныриты, 2 – сынныриты измененные, Б – шонкиниты, Вт-пироксениты, лампрофиры, С – нефелиновые, содалитовые сиенит и щелочные сиениты.

Обнаружение щелочных гранитов с агпаитовой минерализацией свидетельствует о достаточно продолжительном процессе дифференциации магмы Сыннырского массива, при котором возможно образование и карбонатитов, Ранее в северной законтактовой части массива были обнаружены образцы бенстонитового карбонатита (30 % Ва и 10 % Sr), схожие с карбонатитами Мурунского массива. Алюминиевые заводы Сибири работают на бокситах, импортируемых из Гвинеи, и поэтому, добыча нового К-Ал сырья с крупными запасами и их детальное изучение имеют большое научное и практическое значение.

#### Литература:

- Андреев Г.В., Посохов В.Ф., Шалагин В.Л. О возрасте Сыннырского массива // Геохимия. 1991. №5. С. 715–718.
- Жидков А.Я. Сложная Сыннырская интрузия сиенитов СевероБайкальской щелочной провинции // Геология и геофизика. 1962. №9. С. 29–40.
- Жидков А.Я. Уникальное месторождение псевдолейцитовых ультракалиевых сиенитов // Докл. АН СССР. 1963. Т.152, №1. С. 45–51.
- Жидков А.Я., Смыслов С.А. Новая сынныритоносная кольцевая интрузия на севере Байкала // Докл. АН СССР. 1982. Т.265, № 3. С. 694–697.
- Жидков А.Я., Смыслов С.А. Качественные особенности сынныритов и типохимизм слагающих минералов // Геология и геофизика. 1985. №2. С. 31–39.
- Жидков А.Я., Миркина С.Л., Голубчина М.Н. Об абсолютном возрасте щелочных и нефелиновых сиенитов Северобайкальского нагорья // Доклады АН СССР. 1963. Т.149, №1. С. 152–155.



## АРФВЕДСОНИТ-ФЛОГОПИТОВЫЕ МИНЕТТЫ ЛАМПРОИТОВОЙ СЕРИИ ГОРНОГО КРЫМА И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*Спиридонов Э.М.*

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
ernstspiridon@gmail.com*

Установленные в Горном Крыму минетты (Спиридонов, 2017) удивительно похожи на минетты Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Восточно-Сибирской платформы (Бутакова, Егоров, 1962; Жабин, Сурина, 1970) и на минетты, развитые на северо-западе платформы, где они секут норильские руды.

Горный Крым – часть грандиозной Альпийско-Гималайской складчатой системы (Хаин, 2001), мезозойское, киммерийское покровно-складчатое сооружение, состоящее из северной Лозовской и южной Горно-Крымской тектонических зон (Милеев и др., 2006). Складчатый комплекс Горного Крыма слагают толщи флиша  $T_2-J_1$  эскиордынской и таврической серий, сложно дислоцированные и перекрытые  $J_2$  угленосными конгломерато-песчано-глинистыми толщами, заметно дислоцированными. Терригенные толщи пересечены и метаморфизованы раннебайосскими островодужными габбро-норит-долеритами и близкими породами первомайско-аюдагского интрузивного комплекса (Спиридонов и др., 1990, 2019). Интрузивы этого комплекса секутся жерловинами и дайками андезитов, базальтов и пикритов позднебайосской островодужной карадагской вулканической серии (Спиридонов и др., 1990; Никитин, Болотов, 2006, 2007). Более молодые – интрузивы гранитоидов кастельского комплекса (Спиридонов, Путинцева, 2019) и многокилометровые терригенно-карбонатные толщи верхов средней и поздней юры (Муратов, 1973), тектонизированные и дислоцированные (Милеев и др., 2006). Допозднеюрские образования Горного Крыма захвачены региональным низкоградным метаморфизмом погружения позднеюрского возраста в условиях цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций (Спиридонов, 1989; Спиридонов и др., 2018). Покровно-складчатый комплекс Горного Крыма несогласно перекрыт практически не дислоцированными отложениями мела, палеогена и неогена. В их числе – раннемеловая балаклавская серия субсеквентных кайнотипных вулканитов базальт-андезит-дацит-трахириолитового состава, размещённая в Западном Крыму (Лебединский, Добровольская, 1961). В зоне регионального субширотного Бодракского разлома установлены проявления мантийного щелочного магматизма, возможно, неоальпийского возраста – малого масштаба дайки флогопитовых минетт и ассоциирующих марганцовисто-железистых эгириновых карбонатитов, с которыми сопряжена Sb–Hg минерализация (Спиридонов, 2017).

*Минидайки минетт Горного Крыма.* Эпикиммерийские послеюрские дайки арфведсонит-флогопитовых минетт малого масштаба секут раннебайосские кварцевые габброиды и диориты Кушнарёвского и Петропавловского интрузивов и продукты их низкоградного метаморфизма позднеюрского возраста – агрегаты пренита, пумпеллиита и ломонтита (зона Бодракского разлома в Лозовской зоне киммерид Горного Крыма). Небольшие кусты минидаек минетт наблюдались в различных участках Кушнарёвского интрузива, вскрытого Первомайским карьером строительного камня. Более крупные дайки плитообразной формы, мощность которых составляет от 1.5 до 7 см, прослежены по простиранию на 12–20 м, они секут под углами от 35 до 85° кварцевые габброиды, метаморфизованные габброиды и гнёзда пренита, пумпеллиита и ломонтита среди них. В минеттах, слагающих наиболее мощную 7 см дайку, различимы многочисленные пластины - вкрапленники флогопита. Кусты мелких разно ориентированных минидаек, толщина которых редко достигает 2 мм, обычно размещены в участках интенсивно



метаморфизованных габбро-диоритов с массой гнёзд пренита, пумпеллиита и гиролита. Контакты таких минидаек прямолинейные, вкрапленники флогопита - ориентированы параллельно контактам даек, вдоль контактов развиты микрозернистые породы. Такие минидайки удалось проследить по простиранию на 20–110 см. Минидайки флогопитовых минетт мощностью до 3–5 мм (обычно <1.5 мм) обнаружены в Петропавловском интрузиве, где они секут массивные и брекчированные габбро-долериты и гнёзда ломонтита среди них. Максимальная прослеженная длина этих минидаек не превышает 30-50 см. Минетты - микро- и тонкозернистые, чёрного и смоляно-чёрного цвета.

*Состав минетт Горного Крыма.* Химический состав минетт наиболее мощной дайки в Кушнарёвском интрузиве, масс. %: SiO<sub>2</sub> 49.86 (49.45); TiO<sub>2</sub> 1.66 (1.23); P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 2.68 (1.12); Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.04; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 10.68 (14.41); FeO 6.24 (8.06); MnO 0.09 (0.13); MgO 8.21 (8.26); CaO 5.97 (6.73); Na<sub>2</sub>O 0.77 (2.54); K<sub>2</sub>O 8.13 (4.69); BaO 0.52; ппп 5.12 (3.04); сумма 99.97 (99.66). В скобках приведен состав минетт по А.Н. Заварицкому (1955). Как видно, крымские минетты менее глинозёмистые, менее железистые, в них значительно больше калия и меньше натрия, чем в минеттах по Заварицкому, у крымских величина K<sub>2</sub>O:Na<sub>2</sub>O = 10.6 против 1.8 у минетт по Заварицкому. По химическому составу пород и соотношению К и Na крымские минетты относятся к лампроитовой серии щелочных магматитов (Rock et al., 1991). Об этом же свидетельствует обогащённость крымских минетт Ва и Р (апатитом). Крымские минетты содержат, г/т: La 117.8; Ce 240.0; Pr 28.1; Nd 97.2; Sm 18.7; Eu 6.26; Gd 23.2; Tb 2.90; Dy 16.5; Ho 2.72; Er 6.45; Tm 1.05; Yb 4.93; Lu 0.56; суммарное содержание REE – 566 г/т. Как и иные щелочные магматиты мантийного происхождения, крымские минетты обогащены лёгкими лантанидами – Се, La и Nd, характеризуются выраженным европиевым минимумом.

*Минералогия арфедсонит-флогопитовых минетт Горного Крыма и Восточно-Сибирской платформы.*

*Оливин.* Редкие небольшие, до 0.2 мм, вкрапленники оливина замещены флогопитом.

*Авгит* слагает редкие вкрапленники размером до 0.6x0.4 мм, большей частью замещённые флогопитом, и единичные мелкие призмы в матрице пород.

*Флогопит.* Вкрапленники флогопита и апатита образуют флюидальную текстуру, как параллельную контактам даек, так и вихревую. Размер крупных вкрапленников флогопита достигает 2.5x0.2 мм. В ядрах некоторых крупных вкрапленников установлен безфтористый флогопит, богатый хромом и титаном, вероятно, продукт мантийной кристаллизации; его состав, мас. %: SiO<sub>2</sub> 39.32; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2.14; TiO<sub>2</sub> 6.77; V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.13; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13.41; FeO 7.17; MnO нпо; MgO 18.72; CaO 0.09; Na<sub>2</sub>O 0.70; K<sub>2</sub>O 8.82; BaO 1.13; F нпо; Cl 0.23; формула минерала (K<sub>0.821</sub>Na<sub>0.103</sub>Ba<sub>0.032</sub>Ca<sub>0.007</sub>)<sub>0.963</sub>(Mg<sub>2.036</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0.438</sub>Ti<sub>0.372</sub>Cr<sub>0.124</sub>Al<sub>0.021</sub>V<sub>0.007</sub>)<sub>3</sub>[(Si<sub>2.868</sub>Al<sub>1.132</sub>)<sub>4</sub>O<sub>10</sub>](OH<sub>1.193</sub>O<sub>0.777</sub>Cl<sub>0.029</sub>)<sub>2</sub>; f = 17.7. Большинство вкрапленников слагает фтор-окси-гидроксил-флогопит, железистость которого от центра к краям кристаллов увеличивается от 7.8 до 23.4; содержание титана при этом возрастает от 1.4 % до 3.1 мас. %, содержание фтора плавно увеличивается от 1.8 до 2.4 мас. %; содержание хрома снижается от 0.5-0.7 % до следов. Состав флогопита внутренней зоны вкрапленников, мас. %: SiO<sub>2</sub> 41.68–42.12; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.50–0.68; TiO<sub>2</sub> 1.23-1.41; V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> нпо; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 12.52-13.16; FeO 3.89-4.04; MnO нпо; MgO 24.89-25.63; CaO нпо; Na<sub>2</sub>O 0.08-0.41; K<sub>2</sub>O 10.35-10.76; BaO 0.33-0.42; F 1.77–1.86; Cl нпо; формула (K<sub>0.933</sub>-0.973Na<sub>0.011</sub>-0.056Ba<sub>0.009</sub>-0.011)<sub>0.993</sub>-1(Mg<sub>2.631</sub>-2.672Fe<sup>2+</sup><sub>0.227</sub>-0.239Ti<sub>0.066</sub>-0.075Cr<sub>0.028</sub>-0.035Al<sub>0.032</sub>)<sub>3</sub>[(Si<sub>2.915</sub>-2.986Al<sub>1.014</sub>-1.085)<sub>4</sub>O<sub>10</sub>](OH<sub>1.408</sub>-1.512 F<sub>0.392</sub>-0.417 O<sub>0.096</sub>-0.175)<sub>2</sub>; f = 7.8–8.3. Ширина внешней зоны более железистого флогопита не превышает 15 микрон, окраска такого флогопита по Ng светло коричневая с красноватым оттенком; его состав, мас. %: SiO<sub>2</sub> 41.27 → 40.57; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> нпо; TiO<sub>2</sub> 1.68 → 3.13; V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> нпо; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 12.47 → 11.56; FeO 6.13 → 10.56; MnO 0.08 → 0.13; MgO 23.80 → 19.70; CaO 0.07 → 0.12; Na<sub>2</sub>O 0.19 → 0.61; K<sub>2</sub>O 10.52 → 9.66; BaO 0.73 → 0.83; F 1.89 → 2.40; Cl нпо; формула – (K<sub>0.959</sub>-0.882Na<sub>0.026</sub>-0.087Ba<sub>0.021</sub>-0.024Ca<sub>0.005</sub>-0.009)<sub>1.011</sub>-1.002 (Mg<sub>2.535</sub>-2.167Fe<sup>2+</sup><sub>0.366</sub>-0.651Ti<sub>0.090</sub>-0.174Mn<sub>0.005</sub>-0.008)<sub>3</sub>[(Si<sub>2.950</sub>-2.994Al<sub>1.050</sub>-1.006)<sub>4</sub>O<sub>10</sub>](OH<sub>1.476</sub>-1.239F<sub>0.427</sub>-0.561 O<sub>0.097</sub>-



0.170)<sub>2</sub>; f = 12.8 → 23.3. Многие кристаллы флогопита окружает тонкая менее 3 микрон кайма красного цвета; возможно, это – тетраферрифлогопит. Преобладающий в крымских минеттах относительно высоко глинозёмистый фтор-окси-гидроксилфлогопит по составу близок к флогопиту минетт лампроитовой серии (Rock et al., 1991). Как характерно для минетт в целом, состав флогопита изученных минетт перекрывается с лампроитовым, тренд зональности нашего флогопита – волжидитовый, по (Mitchell, Bergman, 1991). Основное количество флогопита кристаллизовалось совместно с апатитом, что является очевидной причиной бедности флогопита крымских и сибирских минетт фтором (Zhu, Sverjinsky, 1992).

*Апатит.* Изученные минетты крайне богаты апатитом, среднее его содержание ~5 объёмных %. Размер призматических кристаллов-вкрапленников апатита до 0.2×0.05 мм. Большую часть вкрапленников слагает фторапатит-I, который содержит 1.9-2.4, изредка до 6.6 мас. % SrO, 0.4–1.2 мас. % лантанидов, Ce >> Nd ~ La; до 0.4 мас. % Ba, следы хлора, в его составе небольшая часть [PO<sub>4</sub>] замещена на [SiO<sub>4</sub>] и [SO<sub>4</sub>]. Фторапатит-II развит во внешних зонах кристаллов-вкрапленников, активно замещает фторапатит-I и слагает обособленные призматические кристаллы в цементирующей массе минетт, обычно в гнездах позднемагматического кальцита. Фторапатит-II весьма богат стронцием, содержит 1.1–1.9 мас. % лантанидов, Ce > La >> Nd. Поскольку высоко стронциевый апатит – индекс-минерал данных минетт, приведём несколько представительных анализов, мас. %: CaO 39.01, 39.13, 39.11, 36.48 и 35.75; SrO 15.97, 17.23, 18.92, 20.42 и 21.63; BaO 1.03, 0.62, 0.86, 1.01 и 1.12; Na<sub>2</sub>O нпо, 0.08, нпо, 0.22 и нпо; La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.66, 0.44, 0.51, 0.52 и 0.56; Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.88, 0.66, 0.67, 0.81 и 0.90, Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.32, нпо, 0.27, нпо и нпо, FeO 0.37, 0.28, нпо, 0.27 и нпо, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 35.54, 36.41, 37.30, 36.52 и 36.19, SiO<sub>2</sub> 1.21, 0.83, 0.52, 0.43 и 0.47, SO<sub>3</sub> 0.23, 0.17, 0.16, 0.12 и нпо, F 3.01, 2.55, 3.31, 3.23 и 2.92, Cl нпо; частичные формулы – (Ca<sub>3.987</sub>Sr<sub>0.883</sub>), (Ca<sub>3.959</sub>Sr<sub>0.944</sub>), (Ca<sub>3.901</sub>Sr<sub>1.021</sub>), (Ca<sub>3.727</sub>Sr<sub>1.130</sub>) и (Ca<sub>3.697</sub>Sr<sub>1.210</sub>). Характернейший минерал изученных минетт – обогащённый стронцием фторапатит, минерал, типичный для высокощелочных магматических пород и пегматитов (Бонштедт и др., 1937; Phosphates, 2013). Невысокий уровень содержания лантанидов во фторапатите крымских минетт, как и во фторапатите хибинских апатит-нефелиновых магматических пород, вероятно, обусловлен огромным количеством апатита (Бонштедт и др., 1937; Дудкин и др., 1964).

*Санидин.* Большую часть матрицы минетт образуют призмы железистого санидина с 3.1–4.6 мас. % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 0.8–2.4 мас. % BaO, вариации состава от K<sub>89.3</sub>Na<sub>5.3</sub>Ba<sub>4.4</sub>Ca<sub>1.0</sub> до K<sub>91.8</sub>Na<sub>6.3</sub>Ba<sub>1.5</sub>Ca<sub>0.4</sub>.

*Арфведсонит.* В цементирующей массе минетт много длиннопризматических кристаллов арфведсонита, как одиночных, так и образующих небольшие пучки. Относительно больше арфведсонита в гнездах позднемагматического кальцита. В проходящем свете цвет арфведсонита от густого коричневатого-зелёного (Np) до грязного коричневатого-зеленоватого (Ng) и желтовато-зелёного (Nm), Np>Ng>Nm; удлинение отрицательное; угол погасания Np:z = 7–13°. Кристаллы не зональные. Состав минерала своеобразен – это низкофтористый безглинозёмистый арфведсонит, обогащённый титаном (4.2–5.2 мас. % TiO<sub>2</sub>), магнием и калием. Железистость низкая – 54.1–56.2, минерал по составу близок к магнезиоарфведсониту. Содержание марганца 0.5–0.7 мас. %. Формула арфведсонита – (Na<sub>2.00-2.08</sub>K<sub>0.77-0.87</sub>Ca<sub>0.11-0.17</sub>)<sub>2.99-3.01</sub>

(Fe<sup>2+</sup><sub>2.08-2.21</sub>Mg<sub>1.75-1.86</sub>Mn<sub>0.07-0.09</sub>)<sub>4</sub>(Ti<sub>0.48-0.60</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.40-0.50</sub>V<sub>0.0-0.02</sub>Zr<sub>0.0-0.02</sub>)<sub>1</sub>[(Si<sub>7.73-7.94</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.27-0.06</sub>)<sub>8</sub>O<sub>22</sub>](OH<sub>1.00-1.50</sub>O<sub>0.44-0.63</sub>F<sub>0-0.50</sub>)<sub>2</sub>; в первом приближении состав отвечает KNa<sub>2</sub>(Fe<sup>2+</sup>,Mg)<sub>4</sub>(Fe<sup>3+</sup>,Ti)[Si<sub>8</sub>O<sub>22</sub>](OH<sub>1-1.5</sub>O<sub>0.5</sub>F<sub>0-0.5</sub>)<sub>2</sub> или KNa<sub>2</sub>(Fe<sup>2+</sup>,Mg)<sub>4</sub>(Ti,Fe<sup>3+</sup>)[Si<sub>8</sub>O<sub>22</sub>](OH<sub>1-1.5</sub>O<sub>0.5</sub>F<sub>0-0.5</sub>)<sub>2</sub>; первый вариант достаточно близок принятому для арфведсонита (Leake, 2003); второй вариант, возможно, отвечает «титанистому арфведсониту».



*Кальцит* ксеноморфный заполнил промежутки между кристаллами санидина и арфведсонита и образует небольшие, до 3 мм, овальной формы скопления, содержит до 1.1 мас. % SrO.

*Кварц*. В отдельных участках в цементирующей массе минетт промежутки между кристаллами санидина и арфведсонита заполнены не кальцитом, а ксеноморфным кварцем. В этих же участках находятся циркон, титанит и метакристаллы пирита с включениями барита.

*Циркон*. Состав циркона из цементирующей массы, мас. %: ZrO<sub>2</sub> 52.50; HfO<sub>2</sub> 2.77; ThO<sub>2</sub> 1.22; TiO<sub>2</sub> 0.72; Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 1.32; Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2.66; La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.38; Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1.82; Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1.363; Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.749; Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.50; Dy<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.39; SiO<sub>2</sub> 30.95; формула – (Zr<sub>0.826</sub>Y<sub>0.046</sub>Hf<sub>0.026</sub>Ce<sub>0.021</sub>Nb<sub>0.019</sub>Nd<sub>0.018</sub>Ti<sub>0.017</sub>Th<sub>0.009</sub>Sm<sub>0.005</sub>Gd<sub>0.005</sub>Dy<sub>0.004</sub>La<sub>0.004</sub>)<sub>1.001</sub>[Si<sub>0.999</sub>O<sub>3.902</sub>OH<sub>0.098</sub>]. Величина ZrO<sub>2</sub>/HfO<sub>2</sub> равна 19. Циркон – единственный минерал минетт, который содержит существенное количество – 5.2 мас. % лантанидов, а также – иттрия. Их распределение в цирконе следующее: Y >> Ce >Nd >> Gd = Sm > Dy = La.

*Возможные тектонические связи крымских минетт*. Можно предположить, что неоальпийское взламывание – активизация и внедрение глубинных мантийных щелочных расплавов сопряжено с образованием глубоководной впадины Чёрного моря с корой океанического типа.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00490) с использованием оборудования, приобретенного за счёт средств Программы развития Московского университета им. М.В. Ломоносова.*

#### Литература:

Бонштедт Э.М., Борнеман-Старынкевич И.Д., Влодавец В.И., Воробьёва О.А., Герасимовский В.И., Гуткова Н.Н., Каган Б.И., Костылева Е.Е., Куплетский Б.М., Лабунцов А.Н., Ферсман А.Е., Чирвинский П.Н. Минералы Хибинских и Ловозёрских тундр. М.-Л.: изд. АН СССР. 1937. 563 с.

Бутакова Е.Л., Егоров Л.С. Маймеча-Котуйский комплекс ультраосновных и щелочных пород. В кн.: Петрография Восточной Сибири. Изд. АН СССР. Т. 1. 1962. С. 417–590.

Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Померанцева Н.Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.-Л.: Наука. 1964. 235 с.

Жабин А.Г., Сурина Н.П. Петрология даек, силлов и трубок взрыва Маймеча-Котуйской провинции. М.: Наука. 1970. 294 с.

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: изд. АН СССР. 1955. 480 с.

Лебединский В.И., Добровольская Т.И. Новые данные о нижнемеловом вулканизме в Горном Крыму // Докл. АН СССР. 1961. Т. 136. № 4. С. 896–899.

Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 3. С. 22–33.

Муратов М.В. Геология Крымского полуострова. М.: Недра, 1973. 192 с.

Никитин М.Ю., Болотов С.Н. Геологическое строение Крымского учебного полигона МГУ. М.: МГУ. Ч. 1. 2006. 135 с. Ч. 2. 2007. 110 с.

Спиридонов Э.М. Метаморфические и метасоматические образования Горного Крыма. В кн.: Геология Качинского поднятия Горного Крыма. Т. II. М.: МГУ. 1989. С. 136–152.

Спиридонов Э.М. Неоальпийская активизация в киммеридях Горного Крыма: минералогия флогопитовых минетт и эгириновых Mn-Fe карбонатитов, телетермальная Sb – Hg и Au-Hg минерализация // Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: Новые горизонты. М.: ИГЕМ РАН. 2017. С. 53-56. ISBN 978-5-88918-049-4.

Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В. Фаялитовые плагиограниты интрузива горы Кабель, мезозойды Горного Крыма // Ломоносовские чтения - 2019. <https://conf.msu.ru/rus/event/5604/>

Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Лавров О.Б., Филимонов С.В., Овсянников Г.Н. Петля регионального метаморфизма Л.Л. Перчука: низкоградные варианты // В кильватере большого корабля: современные проблемы магматизма, метаморфизма и геодинамики. Черноголовка, ИЭМ РАН. 2018. С. 71–72.





Спиридонов Э.М., Фёдоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 119-134. Вып. 6. С. 102–112.

Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Семиколенных Е.С., Коротаева Н.Н., Кривицкая Н.Н. Чевкинит-(Ce) и перрьерит-(Ce) островодужных кварцевых габбро-норит-долеритов интрузива Аю-Даг, Горный Крым // Зап. РМО. 2019. Ч. 148. Вып. 4. С. 45–63.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный Мир. 2001. 606 с.

Leake В.Е. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's 1997 recommendation // Canad. Mineral. 2003. Vol. 41. P. 1355–1362.

Mitchell R.H., Bergman S.C. Petrology of lamproites. New York: Plenum, 1991. 447 p. Phosphates: Geochemical, Geobiological, and Materials Importans (Koch M.L., Rakovan J., Hughes J.M., eds.). Mineral. Soc. Amer. 2003. Vol. 48. 742 p.

Rock N.M.S., Bowes D.R., Wright A.E. Lamprophyres. New York: Van Norstrand Reinhold. 1991. 275 p.

Zhu C., Sverjensky D.A. F-Cl-OH partitioning of between biotite and apatite // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. Vol. 56. P. 3435–3467.

## О ВОЗМОЖНОМ ИМПАКТНОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ ГИГАНТСКОЙ СИБИРСКОЙ ТРАПОВОЙ ФОРМАЦИИ И УНИКАЛЬНЫХ НОРИЛЬСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПАЛЛАДИЯ, ПЛАТИНЫ, НИКЕЛЯ И МЕДИ

*Спиридонов Э.М.*

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
ernstspiridon@gmail.com*

На древней дорифейской Восточно-Сибирской платформе мощно проявлен мантийный магматизм. Это трапвовая платобазальтовая формация (Соболев, 1936; Геология..., 1966) с крупнейшими месторождениями палладия – месторождениями Co-Ni-Cu сульфидных руд (Котульский, 1946; Годлевский, 1959; Степанов, Туровцев, 1988) с возрастом  $251 \pm 1$  Ма (Dalrymple et al., 1991; Campbell et al., 1992; Walker et al., 1994; Renne, 1995; Kamo et al., 1996, 2003) – крупнейшая в Мире магматическая провинция. Объем изверженных базальтовых расплавов от 1.5 до 12 млн. км<sup>3</sup>. Длительность формирования трапвовой формации около 1 Ма, т.е. скорость накопления магматических расплавов весьма высока.

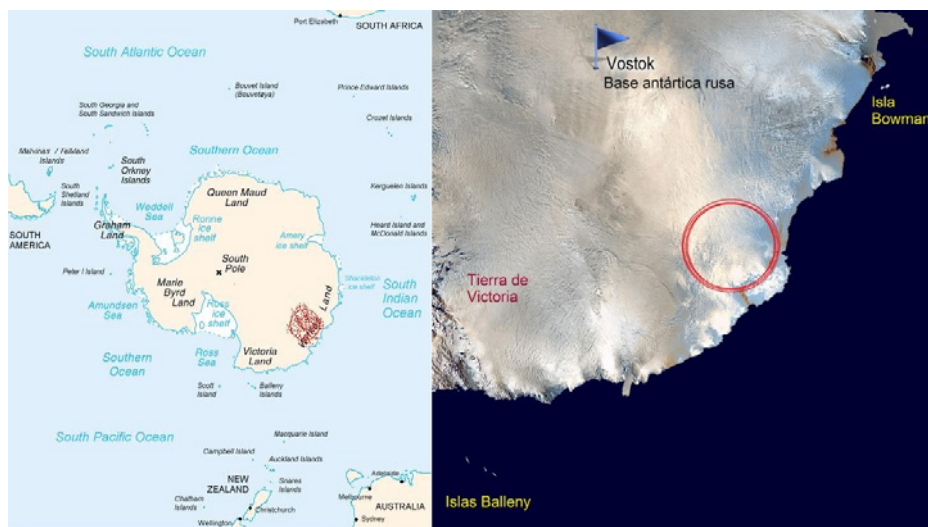
Одни из замечательных образований трапвовой формации Восточно-Сибирской платформы – рудно-магматические системы Норильского рудного поля, которые содержит около 65 % мировых запасов палладия и 15 % запасов платины. По мнению ведущих исследователей Норильских месторождений, породившие их магматические системы могли иметь глубинный мантийный источник (Котульский, 1946; Годлевский, 1959; Wooden et al., 1992, 1993; Lightfoot et al., 1993; Arndt et al., 2003; Naldrett, 2004; Лихачёв, 2006).

По представлениям ведущих петрологов (Arndt et al., 1998; Dobretsov, 2009) сибирская трапвовая формация порождена суперплюмом – мощным потоком вещества и энергии примерно от границы жидкого ядра Земли к её поверхности.

Возраст сибирской трапвовой формации точно отвечает границе пермского и триасового периодов –  $251 \pm 1$  Ма. Именно в это время произошла одна из самых крупных экологических катастроф на Земле – вымерло более 70 % всей биоты. Считалось, что причиной этой экологической катастрофы были грандиозные извержения сибирских платобазальтов с колоссальным выбросом серы, хлора, фтора.

В чём возможная причина возникновения плюма гигантского масштаба, породившего платобазальтовую формацию? Возможный ответ появился из Антарктиды. В районе Земли Уикса на востоке Антарктиды обнаружили самый крупный астероидный кратер из известных на нашей планете. Диаметр его воронки правильной округлой формы составляет 482 км (рис.

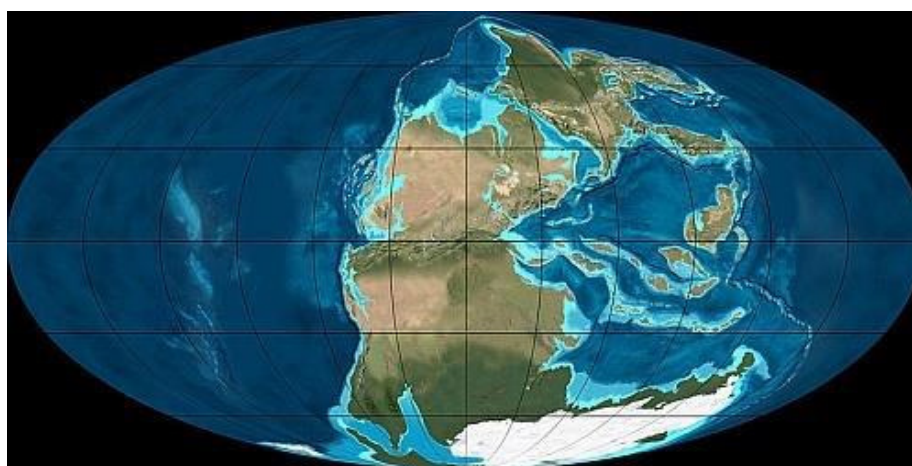
1), т.е. крупное космическое тело ударило почти перпендикулярно к поверхности континента. Учёные убеждены в том, что возраст кратера примерно 250 Ма.



**Рис. 1.** Местоположение импактного кратера на востоке Антарктиды, в Земле Уикса.

Представляется, что причиной крупнейшей экологической катастрофы на границе пермского и триасового периодов было именно мощнейшее импактное событие, а не только крупно масштабные извержения сибирских траппов.

Физики полагают жизнеспособным следующее моё предположение (Спиридонов, 2019). Мощная гидравлическая ударная волна от падения крупного космического тела ~250 Ма тому назад дошла до жидкого ядра Земли, пронзила его и вызвала на противоположной стороне жидкого ядра выброс вещества и энергии, спровоцировала возникновение суперплюма – «прародителя» сибирской трапповой формации и генетически связанных с ней норильских месторождений сульфидных Ni-Cu-Pd руд. Палинспастическая реконструкция на время 250 Ма тому назад этому соответствует (рис. 2).



**Рис. 2.** Палинспастическая реконструкция на время 250 Ма тому назад.

С этим предположением согласуется и необычайное богатство норильских руд палладием и платиной. Сравним два крупнейших месторождения платиновых металлов – Бушвелд в Южной Африке и Норильск в Сибири. Объём магматической системы Бушвелда



~500.000 км<sup>3</sup>, магматической системы Норильска менее 50 км<sup>3</sup>. При разнице в объеме в 1000 раз, ресурсы палладия Норильска больше Бушвелда в 4 раза платины только в 5 раз меньше. Таким образом, «производительность» магматической системы Норильска больше Бушвелда по палладию в 4000 раз, по платине в 200 раз. Известно, что в планетах Земной группы максимальные концентрации платиновых металлов сконцентрированы в их металлических ядрах и в низах мантии.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00490).*

#### **Литература:**

- Геология Сибирской платформы (ред. И.И. Краснов, М.Л. Лурье, В.Л. Масайтис). М.: Недра. 1966. 447 с.
- Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 89 с.
- Котульский В.К. К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений // Докл. АН СССР. 1946. Т. 51. С. 381–384.
- Лихачёв А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые м-ния. М.: Эслан. 2006. 496 с.
- Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы // Тр. Всесоюзного Арктического ин-та. 1936. Т. 43. Геология. 214 с.
- Спиридонов Э.М. Генетическая модель месторождений Норильского рудного поля // Смирновский сборник-2019. М.: Макс Пресс. 2019. С. 41–113.
- Степанов В.К., Туровцев Д.М. Многофакторные модели медно-никелевых месторождений норильского типа // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 223. С. 86–94.
- Arndt N., Chauvel C., Czamanske G., Fedorenko V. Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymecha River basin, Siberian flood volcanic province // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. Vol. 133. P. 297–313.
- Arndt N.T., Czamanske G., Walker R.J. Geochemistry and origin of the intrusive host of the Noril'sk – Talnakh Cu-Ni-PGE sulphide deposits // Econ. Geol. 2003. Vol. 98. P. 495–515.
- Campbell J.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Hill R.G. & Stepanov V.K. Synchronism of the Siberian traps and the permian-triassic boundary // Science. 1992. Vol. 258. P. 1760–1763.
- Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Stepanov V.K. & Fedorenko V.A. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages of samples from the Noril'sk – Talnakh ore-bearing intrusions and the Siberian flood basalts // Eos. 1991. Vol. 72. P. 570.
- Dobretsov N.L. Siberian superplume // Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. Novosibirsk: SB RAS. 2009. P. 1–13.
- Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu., Fedorenko V., Davis D. & Trofimov V. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with Permian – Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 214. P. 73–93.
- Kamo S.L., Czamanske G.K. & Krogh T.E. A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. Vol. 60. P. 3505–3511.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.S., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A. & Doherty W. Remobilization of the continental lithosphere by mantle plumes: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk district, Siberian Trap, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. Vol. 114. P. 171–188.
- Naldrett A.J. Magmatic sulfide deposits. Geology, geochemistry and exploration. Berlin - Heidelberg - N.Y. Springer: 2004. 727 p.
- Renne P.R. Excess <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar in biotite and hornblende from Noril'sk-I intrusion, Siberia: implication for age of Siberian Traps // Earth Planet. Sci. Letter. 1995. Vol. 131. P. 165–176.
- Walker R.J., Morgan J.W., Horan M.F., Czamanske G.K., Krogstad E.J., Fedorenko V.A. Re-Os isotope evidence for an enriched-mantle source for the Noril'sk-type, ore-bearing intrusion // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. Vol. 58. P. 4179–4197.
- Wooden J.L., Czamanske G.K., Bouse R.M., Likchachev A.P., Kunilov V.E., Lyul'ko V.N. Pb isotope data indicate a complex, mantle origin for the Noril'sk-Talnakh ores, Siberia // Econ. Geol. 1992. Vol. 87. P. 1153–1165.



## ЭФфуЗИВОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ В СОСТАВЕ ГИПАБИССАЛЬНЫХ ИНТРУЗИВОВ ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ МЕЗОЗОИД ГОРНОГО КРЫМА И ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (РУДОНОСНЫХ И БЕЗРУДНЫХ)

*Спиридонов Э.М.<sup>1</sup>, Кравченко С.М.<sup>2</sup>, Степанов В.К.<sup>1</sup>, Путинцева Е.В.<sup>3</sup>, Тевелев Арк.В.<sup>1</sup>,  
Филимонов С.В.<sup>1</sup>, Никитин М.Ю.<sup>1</sup>, Овсянников Г.Н.<sup>1</sup>, Семиколенных Е.С.<sup>3</sup>*

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
*ernstspiridon@gmail.com*

<sup>2</sup>Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе,  
Москва, Россия

<sup>3</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

Рассмотрены только те гипабиссальные массивы габбро-долеритов, габбро-норит-долеритов и их оливин-содержащих аналогов, для которых детальными наблюдениями доказано отсутствие геологических связей с поверхностью, т.е. истинные интрузивы. В гипабиссальных интрузивах сибирской трапповой формации их краевые части мощностью до 10–15 м и апофизы нередко сложены афанитовыми диабазами (долеритами), диабазовыми порфиритами, микродолеритами, витрофировыми диабазами, маломощными оторочками вулканического стекла, зачастую с обильными миндалинами (Соболев, 1936). В норильских рудоносных интрузивах оливиновых габбро-долеритов их удалённые апофизы иногда сложены стекловатыми породами базальтового состава, названные В.В. Золотухиным «псевдотахилитами» (Золотухин и др., 1975), очевидно, потому что трудно понять и признать наличие стекловатых «закраин» у интрузивов, содержащих гнёзда габбро-пегматитов. В гипабиссальных интрузивах первомайско-аюдагского комплекса Горного Крыма их краевые части мощностью до 10–15 м и апофизы нередко сложены микродолеритами, афанитовыми долеритами до почти витрофировых пород, участками с микровариолитовыми текстурами, габбро-порфиритами, габбро-диорит-порфиритами, часто с миндалекаменными текстурами, причём размер миндалин до 5–10 см и более и их ориентировка конформна поверхности интрузивного контакта (Павлинов, 1946; Кравченко, 1958; Спиридонов и др., 1990, 2019). В миндалинах нередок халцедон, кальцит, хлорит, цеолиты. По этим причинам, если магматическое тело плохо обнажено или не вскрыто карьером, часто трудно или невозможно определить – перед нами: интрузив, субвулканическое тело или выход вулкаников покровной фации. Достаточно обычная ситуация для района Крымской геологической практики.

В указанных гипабиссальных интрузивах переход от тонко- и микрозернистых базитов к полнокристаллическим среднезернистым постепенный, но обычно происходит на коротких расстояниях, нередко – это первые мм. Конечно, такого типа тонко- и микрозернистые базиты, часто миндалекаменные, развиты далеко не во всех гипабиссальных интрузивах габбро-долеритов и не на всех контактах тех интрузивов, где они проявлены. Их нет в относительно крупных штокообразных интрузивах, где не произошло обособление хотя бы части магматического материала от мощного теплового фронта. Напротив, в тех случаях, когда часть базитового расплава «убегала» достаточно далеко от мощного теплового фронта и попадала в холодную среду, и возникали эффузивоподобные породы, вплоть до стекловатых и миндалекаменных. Как правило, такие интрузивные тела залегают в толщах смятых слоистых пород, будь то осадочные толщи Норильского региона (Степанов, Туровцев, 1988; Лихачёв, 2006), или толщи слоистых туфов сибирской трапповой формации (Соболев, 1936), или сложно деформированные толщи флиша в Горном Крыму (Павлинов, 1946; Кравченко, 1958; Лебединский, 1962; Никитин, Болотов, 2006; Панов, 2009; Тевелев и др., 2013; Спиридонов и др., 2019). В.К. Степанов на примере Норильских рудоносных

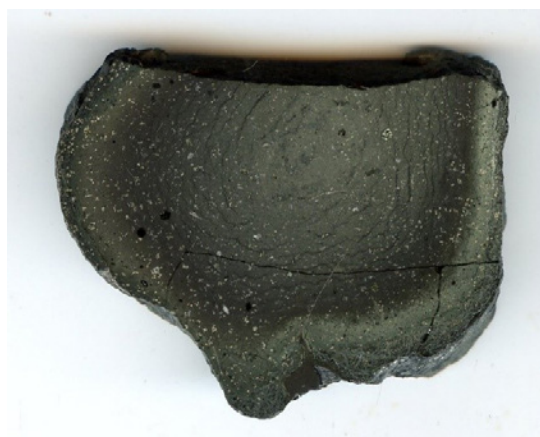
интрузивов предложил механизм всасывания магматического материала при смятии слоистых толщ, когда в них неизбежно возникают пустоты, порождающие эффект всасывания (Степанов, 1981). Этот механизм хорошо объясняет особенности строения контактовой зоны известного интрузива габбро-норит-долеритов Аю-Даг на южном берегу Крыма (рис. 1), позицию и форму уплощённых интрузивов южного склона Симферопольского поднятия в мезозоидах Горного Крыма (Спиридонов и др., 2018). Для гипабиссальных интрузивов габбро-долеритов типична правильная столбчатая отдельность (рис. 2), вовсе не характерная для глубинных интрузивов. Наличие микрозернистых оторочек у многих силлообразных тел габбро-долеритов, очевидно, препятствовало формированию широких ореолов контактового метаморфизма. Вблизи интрузивного контакта наблюдаются типичные для эффузивных пород вариолитовые текстуры, правда, в микроскопическом варианте. Непосредственно у контакта развиты вовсе тонкозернистые резко порфиroidные породы с элементами флюидальной текстуры (рис. 3).



**Рис. 1.** ЮВ контакт интрузива габбро-норит-долеритов горы Аю-Даг. Южный берег Горного Крыма, бухта Панаир. «Шкура» – экзоконтактная зона интрузива (2×2 км) средне-крупнозернистых габбро-норит-долеритов. Смятая толща аргиллитов и алевролитов таврической серии пронизана пологими внедрениями тонко- и мелкозернистых резко порфиroidных микродолеритов и габбро-норит-порфиритов с афанитовыми оторочками.



**Рис. 2.** Правильная вертикальная столбчатая отдельность среднезернистых габбро-норит-долеритов пологозалегающего интрузива. Северная стенка карьера у д. Курцы. Южный склон Симферопольского поднятия.



**Рис. 3.** Образец с непосредственного контакта интрузива рис. 2 с ороговикованными углеродистыми аргиллитами таврической серии. Вовсе тонкозернистые базиты с резко порфиroidной структурой (вкрапленники анортита-битовнита, оливина, бронзита, эндиопсида в микрозернистой до витрофировой матрице) и текстурой течения. 62×49 мм.



В отличие от гипабиссальных интрузивов габброидов в таких же интрузивах мезоабиссальной и абиссальной фаций эффузивоподобных пород нет.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00490).*

#### **Литература:**

- Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск: Наука. 1975. 434 с.
- Кравченко С.М. Геология интрузивного комплекса юга центральной части Горного Крыма. Дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: МГРИ. 1958. 197 с.
- Лебединский В.И. Дифференцированная пластовая интрузия диабазов в Горном Крыму // Изв. АН СССР. Геология. 1962. № 11. С. 84–94.
- Лихачёв А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые м-ния. М.: Эслан. 2006. 496 с.
- Никитин М.Ю., Болотов С.Н. Геологическое строение Крымского учебного полигона МГУ. М.: МГУ. Ч. 1. 2006. 135 с. Ч. 2. 2007. 110 с.
- Павлинов В.Н. Форма и механизмы образования малых интрузий типа лакколитов. М.: изд. МГРИ. 1946. 411 с.
- Панов Д.И. Стратиграфия и структура таврической серии (верхний триас – лейас) Качинского поднятия Юго-Западного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 5. С. 75–84.
- Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы // Тр. Всесоюзного Арктического ин-та. 1936. Т. 43. Геология. 214 с.
- Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Филимонов С.В. Характер контактов габброидного интрузива Аю-Даг, Горный Крым // Новые идеи в науках о Земле. 2019. Т. 1. С. 97–100.
- Спиридонов Э.М., Фёдоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 119–134. Вып. 6. С. 102–112.
- Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Никитин М.Ю., Тевелев Арк.В. Уплотнённые тела габбро-норит-долеритов Ферсмановского (Лозовского) карьера (Симферопольское поднятие Горного Крыма) – Интрузивы или олистолиты? // Ломоносовские чтения МГУ-2018. <https://conf.msu.ru/rus/event/4912/>
- Степанов В.К. Динамическая модель внедрения, кристаллизации и рудоотложения рудоносных интрузий Норильска // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 162. 1981. С. 13–19.
- Степанов В.К., Туровцев Д.М. Многофакторные модели медно-никелевых месторождений норильского типа // Тр. ЦНИГРИ, 1988. Вып. 223. С. 86–94.
- Тевелев Арк.В., Шмонова Е.А., Тевелев А.В. Морфология и условия формирования нижнеюрского складчатого комплекса Донузоран (Юго-Западный Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2013. Т. 88. Вып. 6. С. 24–41.

## **ЗОЛОТОНОСНАЯ ПОЗДНЕЮРСКАЯ ДАРАСУНСКАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ СИСТЕМА В МЕЗОЗОИДАХ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ**

***Спиридонов Э.М., Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А., Кочетова К.Н.***

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
ernstspiridon@gmail.com*

Дарасунская рудно-магматическая система расположена в Забайкалье – южном подбрюшье дорифейской Восточно-Сибирской платформы, – коллаже фрагментов складчатых сооружений байкалид, каледонид, герцинид, мезозойд. Мезозойские образования развиты на и среди сильно эродированных сооружений байкалид, каледонид и герцинид, которые служили для них фундаментом. Дарасунская рудно-магматическая система тяготеет к зоне глубинного разлома, разделяющего герциниды Малхано-Яблонево́й зоны и мезозойды Монголо-Охотского пояса (Хаин, 2001); приурочено к Северо – Даурскому сводовому поднятию (Фогельман, 1962).



*Месторождение Дарасун – эталон гидротермальной вулканогенно-плутоногенной березит-лиственитовой золото-сульфидно-кварцевой формации* (Спиридонов, Кривицкая, Брызгалов, 2008–2020). Месторождение сопряжено с позднеюрским орогенным латит – монзонит – риолит – гранитоидным комплексом в мезозоидах Восточного Забайкалья (Тимофеевский, 1972; Таусон и др., 1987; Прокофьев, Зорина, 1996; Спиридонов, 2010; Чернышов и др., 2014). Предрудные магматиты – это ультрагипабиссальные интрузивы кварцевых монзонитов, интрузивные и субвулканические дайки монзонит-порфиров, дайки, покровы и трубки взрыва латитов и трахириолитов, нередко стекловатых (орогенная монзонит-латитовая формация). Паукообразные малые рудоносные интрузивы сложены резко порфиroidными биотит-двупироксеновыми кварцевыми монзонитами 1 фазы и резко порфиroidными амфибол-биотитовыми кварцевыми сиенито-диоритами и граносиенитами 2 фазы. Рудные тела тяготеют к интрузивам. Внутрорудные – дайки микромонзонитов, послерудные – дайки лампрофиров. Характерен однотипный стиль развития магматических и рудных образований, связанных с магматитами парагенетически. Те и другие формировались то в условиях закрытой системы, то – в условиях открытой (на воздух) системы.

В рудных телах Дарасуна обычно совмещены минеральные агрегаты: дозолоторудной кварц-турмалиновой формации, дозолоторудной формации пропицитов, *золото-сульфидно-кварцевой березит-лиственитовой формации* (средне- и низкотемпературные карбонат-сульфидно-кварцевые жилы выполнения с Au-Ag-As-Cu-Sb-Pb-Bi-Te минерализацией), послезолоторудной джаспероидной *сурьмяной формации* (низкотемпературные карбонат-кварцевые прожилки и жилы с Sb-As-Pb минерализацией) (Зенков, 1946; Филимонова, 1967; Сахарова, Кривицкая, 1970; Сахарова, 1972; Тимофеевский, 1972; Ляхов, 1975; Прокофьев, Зорита, 1996; Брызгалов и др., 2007, 2011; Кривицкая и др., 2008; Спиридонов и др., 2008–2020). Изотопный состав свинца галенита и сульфовисмутидов свинца золотой минерализации и сульфоантимонидов свинца сурьмяной минерализации свидетельствует о едином коровом источнике свинца той и другой. Вероятный источник свинца – вмещающие гранитоиды пермского возраста (270–290 Ma). Поскольку месторождение размещено в основном среди калийных гранитоидов, постольку его руды обогащены Pb и Bi.

После гранитоидные образования первого этапа, генетически связанные с гранитоидными телами, представлены кварц-турмалиновой формацией с убогим касситеритом, вольфрамрутилом, богатым индием сфалеритом. Она тяготеет к малым интрузивам и трубкам взрыва, развита около них зонально; возникла при T 590–450–350 °C и ниже, резко изменчивом P от 1.5 до 0.07 кбар, из кипящих растворов и рассолов KCl – NaCl с солёностью до 45–50 % , содержащих до 3.5 моль CO<sub>2</sub>/кг раствора (Ляхов, 1975; Прокофьев, Зорина, 1996...). Состав турмалина резко изменчив – от крайне железистого до крайне магниезиального, от бедного трёхвалентным железом до крайне богатого им ферридравита, от обычного шерла до натрийдефицитного... Ферридравит и близкого состава турмалин возник, вероятно, при участии флюидов, насыщенных кислородом воздуха.

Для золотого оруденения агрегаты минералов кварц-турмалиновой формации такая же вмещающая среда, как и окружающие гранитоиды, габброиды, пропициты.

*Золото-сульфидно-кварцевая березит-лиственитовая формация месторождения Дарасун* – образование второго этапа, связана с гранитоидными интрузивами парагенетически, Карбонат-кварц-сульфидные жилы размещены относительно малых интрузивов кварцевых монзонитов и тел взрывных брекчий азонально; возникли из слабо солёных (< 3–10 % экв. NaCl) H<sub>2</sub>S-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O растворов при температурах от 360 до 170 °C (Ляхов, 1975; Прокофьев, Зорина, 1996...). Их окружают березиты и листвениты со сложно- и осцилляционно-зональными кристаллами карбонатов – от магниезиального сидерита до ферродоломита. Золоторудная формация образована многочисленными (более 10) минеральными ассоциациями.



Рудные тела Восточного и Центрального участков размещены среди гранитоидов и гранит-мигматитов, окружены ореолами доломит-сидеритовых березитов, основные сульфиды – пирит и арсенопирит, масса галенита и сложных сульфидов Bi – Pb (Сахарова, Кривицкая, 1970б). Рудные тела Западного участка размещены среди габброидов и габбро-амфиболитов с включениями гипербазитов, окружены ореолами доломит-сидеритовых лиственитов, основные сульфиды – пирит, пирротин, халькопирит, кубанит и арсенопирит, минералы висмута – самородный и икунолит  $\text{Bi}_4\text{S}_3$ . Икунолит практически полностью распался на самородный висмут и висмутин, бедный сурьмой. Преобладающие типы богатых сульфидами золотых руд возникли при низкой  $f \text{O}_2$ , но некоторые типы руд содержат магнетит и даже гематит. С галенитом, сфалеритом, блёклыми рудами ряда теннантит – тетраэдрит ассоциируют сложно зональные доломит, анкерит и сидерит, с более поздними из них – тонко чередующиеся сростания кальцита и доломита (Спиридонов и др., 2008). С более поздними минералами висмута иногда ассоциируют карбонаты, богатые марганцем – до кутногорита  $\text{CaMn}[\text{CO}_3]_2$ .

В рудах Дарасуна серебро преобладает над золотом. Благодаря обилию в рудах галенита и халькопирита с 0.0п – 0.п мас. % Ag, теннантита и тетраэдрита с 0.п – 2 мас. % Ag, наиболее широко развито золото высокопробное. По этой же причине, состав метасом самородного золота в галените, халькопирите, блёклых рудах более серебристый (пробность ниже), чем у одновозрастного золота метасом и прожилков в минералах, не содержащих Ag, – в карбонатах, пирите, пирротине... Самородное золото – один из наиболее поздних минералов, пересекает, обрастает и замещает большинство жильных и рудных образований. Размещено оно крайне неоднородно, в том числе и вне контакта с сульфидами, в частности, в агрегатах кварца с турмалином. Самородное золото 1 генерации – высокопробное 970–925, обычно 945–935, с правильными ростовыми двойниками. Там, где гидротермы, отложившие золото 1, реагировали с самородным висмутом, возник не содержащий серебра мальдонит  $\text{Au}_2\text{Bi}$ . Мальдонит был широко развит в рудах Западного участка. При воздействии более поздних гидротерм с несколько повышенной  $f \text{S}_2$  часть мальдонита распалась на беспримесное золото 2 с пробностью 1000 и самородный висмут. Их агрегаты испытали собирательную перекристаллизацию с образованием кубооктаэдров золота 3 с пробностью 1000–974 (с реликтами мальдонита) в матрице висмута. Мальдонит явился важным промежуточным коллектором золота. За его счёт возникли джонасонит и сростания высокопробного золота с теллуридами и сульфотеллуридами висмута. При повышении  $f \text{S}_2$  в гидротермах подавляющая часть мальдонита была псевдоморфно замещена джонасонитом  $\text{AuBi}_5\text{S}_4$ , местами обильном в рудах Западного участка (Кривицкая и др., 2008). Далее, руды с золотом 1 и джонасонитом были брекчированы, на них выросли и их пересекли агрегаты сульфовисмутидов свинца (козалит, кобеллит, канницарит), сульфотеллуридов висмута (теллуржозеит) и зональное золото 4 генерации с пробностью от 917 (в центре) до 762 (в оторочках). Ещё более поздний электрум (золото 5 генерации) с пробностью до 562 ассоциирует с теллуридами висмута, гесситом и петцитом. Во многих участках золотых руд локально проявлено окислительное превращение козалита (и иных сульфосолей Bi-Pb) в галенит с микроворстками самородного висмута (возможно, реакция горения с участием кислорода воздуха):  $\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5 + 3 \text{O}_2 \rightarrow 2 \text{PbS} + 2 \text{Bi} + 3 \text{SO}_2 \uparrow$ .

*Послезолоторудная джаспероидная сурьмяная формация месторождения Дарасун* возникла из малосолёных растворов от 170 до 110 °С и менее (Ляхов, 1975; Прокофьев, Зорина, 1996). Пржилки и жилы с сурьмяной минерализацией секут по оси или зальбандам более ранние – кварц-турмалиновые и золото-сульфидно-кварцевые жилы, изредка развиты обособленно. Агрегаты мелкого рисовидного кварца, карбонатов, маложелезистого сфалерита, сульфосолей Pb-As-Sb и Pb-Sb, сформированные в результате кристаллизации сурьмяной ассоциации, образуют прожилки, гнезда, нередко замещая ранее образованные





минералы и цементируя их обломки. Послезолоторудные образования Центрального и Восточного участков включают сульфосоли Pb-As-Sb группы геокронита и сульфосоли Pb-Sb – от буланжерита до фюлëппита, антимонит и бертьерит (Филимонова, 1967; Сахарова, 1972; Брызгалов и др., 2011; Спиридонов и др., 2020). Послезолоторудные образования Западного участка включают сульфосоли Pb-Sb, халькостибит, антимониды никеля, самородную сурьму (Сахарова, Кривицкая, 1970а, 1970в; Брызгалов и др., 2007). Аурустибит  $AuSb_2$ , минерал, не содержащий серебро, – продукт замещения более ранних минералов золота под действием гидротерм, отлагавшим самородную сурьму (Спиридонов, 2010). В пирротин содержащих рудах жил 4-я и 5-я Электрические и Пирротиновая Западного участка Дарасуна, богатых золотом и мальдонитом, развит аурустибит двух типов (Спиридонов и др., 2010). Аурустибит первого типа не сопровождается ореолами привноса серебра, сброшенного при замещении более раннего серебросодержащего золота; этот аурустибит слагает частичные или полные псевдоморфозы по мальдониту. Такой аурустибит, нередко зональный по составу, содержит от 1–2 до 17 мас. % висмута. Висмутом особо богат аурустибит, непосредственно замещавший мальдонит. Специфическая особенность аурустибита Дарасуна второго типа в том, что он возник внутри выделений серебро содержащего самородного золота. Сброшенное при замещении этого золота аурустибитом серебро фиксировано здесь же в виде новообразованных неправильной сложной формы резко неоднородных по составу золота 6 генерации и электрумас пробностью от 916 до 509, окружающих аурустибит. Аурустибит второго типа обычно содержит 2–5 мас. % Вi и до 1–2 мас.% As.

Таким образом, в золотых рудах Дарасуна нередко соседствуют минералы, возникшие при крайне низкой активности сульфидной серы (мальдонит, аурустибит, висмут, брейтгауптит, нисбит), и минералы, возникшие при весьма высокой активности сульфидной серы (джонасонит). Образцы руд месторождения Дарасун из участков наложения сурьмяной минерализации с самородной сурьмой на золото-висмутотеллуридную минерализацию с самородным висмутом, – рекордсмены по разнообразию минералов золота: они содержат до 6 генераций минералов ряда золото – серебро, пробность которых варьирует от 1000 до 509, а также мальдонит, джонасонит, аурустибит, в том числе эндемичный висмутистый аурустибит с 17 мас. % висмута. Очевидно, что это обусловлено не только резко изменчивыми параметрами рудообразования, но и низкой скоростью процессов минералообразования при температурах около и ниже 200 °С.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00490) с использованием оборудования, приобретенного за счёт средств Программы развития Московского университета им. М.В. Ломоносова.*

#### **Литература:**

- Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н., Спиридонов Э.М. Первая находка нисбита и аурустибита в Восточном Забайкалье // Докл. РАН. 2007. Т. 417. № 2. С. 229–231
- Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н., Спиридонов Э.М. Первая находка минералов ряда иорданит – геокронит – шульцит на одном месторождении (Дарасун, Восточное Забайкалье) // Докл. РАН. 2011. Т. 438. № 5. С. 655–658.
- Зенков Д.А. Рудничная геология на Дарасунском золото – мышьяковом месторождении // Рудничная геология. Госгеолиздат. 1946. С. 112–134.
- Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А., Спиридонов Э.М. Джонасонит  $AuBi_5S_4$  – первая находка в Восточном Забайкалье // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 2. С. 368–371.
- Ляхов Ю.В. Температурная зональность Дарасунского месторождения // Геология рудных месторождений. 1975. Т. 18. № 2. С. 28–36.
- Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д. Флюидный режим Дарасунской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) по данным исследования флюидных включений // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 5. С. 50–61.



Сахарова М.С. Стадийность процессов рудообразования и вопрос зональности на Дарасунском золоторудном месторождении // Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука. 1972. С. 213–222.

Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н. О находке виллиамита и брейтгауптита в Забайкалье // Докл. АН СССР. 1970а. Т. 193. № 3. С. 687–689.

Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н. Минералого-геохимическая характеристика свинцово-сурьмяно-висмутовых сульфосолей золоторудных месторождений Восточного Забайкалья // Геология рудных месторождений. 1970б. Т. 13. № 4. С. 56–70.

Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н. О халькостибите Дарасунского месторождения. // Зап. ВМО. 1970в. Ч. 99. Вып. 3. С. 340–344.

Спиридонов Э.М. Обзор минералогии золота в ведущих типах золотой минерализации. В кн.: Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Апатиты: 2010. С. 143–171.

Спиридонов Э.М., Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А. и др. Особенности строения и состав карбонатов золоторудных жил Дарасунского вулканогенно-плутоногенного месторождения (Восточное Забайкалье) // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. ИГЕМ РАН: 2008. С. 352–355.

Спиридонов Э.М., Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А. и др. Богатый висмутом аурустибит - продукт замещения мальдонита в вулканогенно-плутоногенном месторождении Дарасун (Восточное Забайкалье) // Докл. РАН. 2010. Т. 435. С. 531–534.

Спиридонов Э.М., Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А. и др. Фюлэппит  $Pb_3Sb_8S_{15}$  из вулканогенно-плутоногенного месторождения золота Дарасун, Восточное Забайкалье // Вестник МГУ. Геология. 2020. № 5. С. 71–76.

Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Брызгалов И.А. и др. Особенности зонального строения минералов группы блёклых руд – один из критериев отличия гидротермальных месторождений золота: плутоногенных, вулканогенно-плутоногенных и вулканогенных. В кн.: Онтогенез минералов и её значение для решения геологических прикладных и научных задач. СПб: РМО. 2009. С. 135–136.

Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск: Наука. 1987. 202 с.

Тимофеевский Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона // Тр. ЦНИГРИ. 1972. Вып.98. 260 с.

Филимонова А.А. Об ассоциациях сульфоантимонидов свинца в рудах Дарасунского месторождения // Геология рудных месторождений. 1967. Т. 10. № 2. С. 107–121.

Фогельман Н.А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. 1962. Вып. 84. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный Мир. 2001. 606 с.

Чернышов И.В., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С. и др. Возраст гранодиорит-порфиров и березитов Дарасунского золоторудного поля (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 57. № 1. С. 3–18.

---

## **НОВЫЕ АНАЛЬЦИМ-ВОЛЛАСТОНИТОВЫЙ И АЛЬБИТ-ВОЛЛАСТОНИТОВЫЙ ТИПЫ АПОДОЛЕРИТОВЫХ РОДИНГИТОВ ПРЕНИТ-ПУМПЕЛЛИИТОВОЙ ФАЦИИ СРЕДИ СЕРПЕНТИНИЗИРОВАННЫХ ПЕРИДОТИТОВ ЙОКО- ДОВЫРЕНСКОГО ИНТРУЗИВА В БАЙКАЛИДАХ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ**

*Спиридонов Э.М.<sup>1</sup>, Путинцева Е.В.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
*ernstspiridon@gmail.com*

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,  
*lputintseva@mail.ru*

Стандартные родингиты – это метабазиты среди метагипербазитов = серпентинитов (Scott, 1951; Кузнецова, 1963; Barriga, Fife, 1983; Варлаков, 1987; Schandl et al., 1990; Low

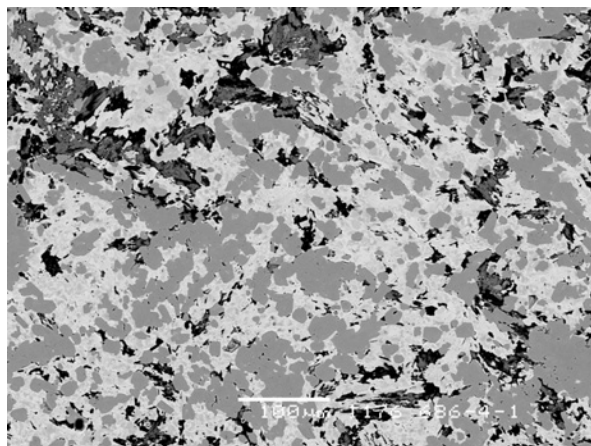


Grade..., 1999; Спиридонов и др., 1997, 2002; Спиридонов, Плетнёв, 2002). Петрохимическая сущность процесса превращения базитов (габброидов, базальтоидов) в родингиты состоит в практически полном выносе Na и K при квазиинертном поведении большинства иных компонентов – Si, Al, Ti, Cr, V, Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Zn, Ga. За счёт вынесенного натрия на удалении от тел родингитов, обычно в контактовых участках серпентинизированных гипербазитов возникают спилзиты и альбититы. Реже Na выносятся частично, возникают альбит-хлорит-клинопироксеновые родингиты (Scott, 1951). Обычные силикаты Ca в родингитах – гранаты ряда гроссуляр-гидрогроссуляр-андрадит-гидроандрадит, везувиан-гидровезувиан, клинопироксены ряда диопсид-геденбергит. Волластонит в родингитах относительно редок (Варлаков, 1987; Schandl et al., 1990).

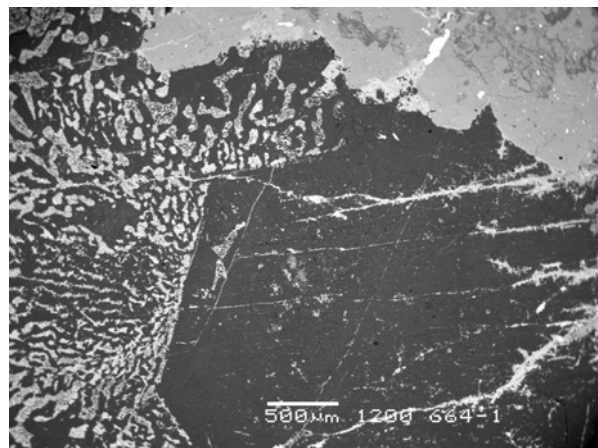
Неопротерозойский  $728 \pm 4$  Ma (U/Pb возраст по циркону, Арискин и др., 2013) расслоенный плагиоперидотит–троктолит–анортозит–габбро-норит-долеритовый интрузив размером  $26 \times 5 - 6 \times 3.5$  км размещён в байкалидах северного Прибайкалья (Булгатов, 1983). Интрузивные породы пересечены дайками долеритов. Интрузив и породы рамы затронуты процессами эпигенетической тектонизации, «поставлены на голову», пересечены косо секущими разломами, вдоль которых породы интенсивно серпентинизированы. По нашим наблюдениям, интрузивные и дайковые породы, как и породы рамы, захвачены многостадийным эпигенетическим низкоградным метаморфизмом погружения. Первая стадия – образование лизардитовых серпентинитов в условиях цеолитовой фации; вторая стадия – образование антигоритовых и хризотил-антигоритовых серпентинитов с магнетитом и апобазитовых родингитов, апоскарновых брусититов с магнетитом, хлорит-альбит-клиноцоизитовых, пренит-клиноцоизитовых, пектолитовых пород по троктолитам и анортозитам в условиях пренит-пумпеллиитовой фации; третья стадия – образование лизардитовых серпентинитов, наложенных на антигоритовые и хризотилитовые, в условиях цеолитовой фации (Спиридонов, 2019). Основной минерал – носитель лантанидов в перидотитах и габброидах Йоко-Довыренского интрузива – хлорфторапатит (Конников и др., 1994). При процессах низкоградного метаморфизма этот апатит был превращён в гидроксилapatит без лантанидов, возникли метаморфогенно-гидротермальные минералы лантанидов – редкоземельный клиноцоизит – эпидот, алланит-(Ce) и монацит-(Ce) (Spiridonov et al., 2019). Поэтому изохронный Sm/Nd возраст серпентинизированных габброидов и перидотитов –  $673 \pm 22$  Ma (Amelin et al., 1996) очевидно, отвечает возрасту процессов метаморфизма. Итак, процессы низкоградного метаморфизма моложе интрузивных пород на 55 Ma.

Большинство даек долеритов среди серпентинизированных перидотитов в районе ручья Магнетитового превращены в стандартные родингиты хлорит-клинопироксен-везувиан-гранатового состава (рис. 1). В центре одного из мощных (более 1 м) тел родингитов развиты крупные гнёзда – линзы родингитов, сложенные кристаллами анальцима, окружёнными симплектитовыми сростаниями волластонита и анальцима (рис. 2), нередко с включениями ильменита (рис. 3). Состав волластонита этих родингитов близок к теоретическому, мас. %:  $\text{SiO}_2$  52.03; CaO 47.61; SrO 0.78; FeO 0.48; MnO 0.19; сумма 101.09 %. Формула волластонита  $(\text{Ca}_{2.941}\text{Sr}_{0.026}\text{Fe}_{0.023}\text{Mn}_{0.009})_{2.999}[\text{Si}_{3.001}\text{O}_9]$ . Анальцим обогащён кальцием, его состав, мас. %:  $\text{SiO}_2$  57.50;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  20.54;  $\text{Na}_2\text{O}$  8.23; CaO 5.26;  $\text{K}_2\text{O}$  0.22; сумма 91.75 %. Формула родингитового анальцима  $\text{Na}_{1.16}\text{Ca}_{0.41}\text{K}_{0.01}[\text{Al}_{1.76}\text{Si}_{4.18}\text{O}_{12}] \cdot n(\text{H}_2\text{O})$ . Обогащённый кальцием анальцим описан среди продуктов низкоградного метаморфизма в работах (Seki et al., 1969; Černý, 1972). При более поздних процессах метаморфизма значительная часть анальцима в описанных выше родингитах была замещена альбитом  $\text{Na}_{99.0}\text{Ca}_{0.7}\text{K}_{0.3}$ , ильменит – титанитом и рутилом (рис. 3).

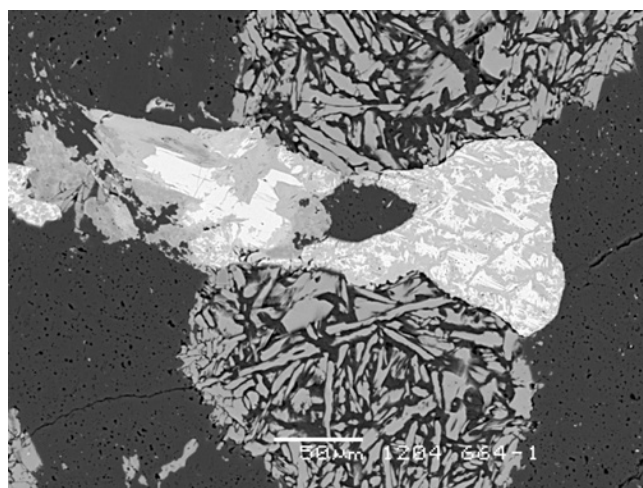
*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00490).*



**Рис. 1.** Аподолеритовые родингиты – хлорит (тёмно-серый), клинопироксен – салит (серый), везувиан (бело-серый), гранат – андрадит-гроссуляра (светлый). В отражённых электронах



**Рис. 2.** Контакт стандартных клинопироксен-гранатовых родингитов (вверху) и анальцим-волластонитовых родингитов. Крупный кристалл анальцима (тёмный) в симплектитовом агрегате анальцима (тёмный) и волластонита (светлый). Просечки – магнетита. В отражённых электронах.



**Рис. 3.** Альбит – волластонитовые родингиты, замесившие аподолеритовые анальцим-волластонитовые родингиты. Альбит (тёмный) заместил анальцим. Волластонит – агрегат светло-серых пластин. Довольно крупная пластина ильменита замещена срастаниями титанита (серый) и рутила (белый).

#### Литература:

Арискин А.А., Костицын Ю.А., Конников Э.Г., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсов Д.А. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2013. № 11. С. 955–1052.

Булгатов А.Н. Тектонотип байкалид. Новосибирск: Наука, 1983. 175 с.

Варлаков А.С. Волластонит из родингитов Джетыгаринского месторождения хризотил-асбеста // Минералы м-ний Урала. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР. 1987. С. 77-81. Конников Э.Г., Кислов Е.В., Орсов Д.А. Йоко-Довыренский расслоенный плутон и связанное с ним оруденение (Северное Прибайкалье) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36, № 6. С. 545–553.

Кузнецова В.Н. Парагенетическая связь процессов серпентинизации и метаморфизма даек в гипербазитах // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. 1963. С. 339–348.



Спиридонов Э.М. Минералы бария – барит и хлордоминантный феррокиношиталит  $BaFe^{2+}_3[Cl_2/Al_2Si_2O_{10}]$  в плагиоперидотитах Йоко-Довыренского интрузива (Северное Прибайкалье) – продукты эпигенетичного низкоградного метаморфизма // *Геохимия*. 2019. № 11. С. 1196–1205.

Спиридонов Э.М., Барсукова Н.С., Куликова И.М. Годлевскит  $Ni_9S_8$  родингитов Баженовского гипербазитового массива, Ср. Урал // *Докл. РАН*. 1997. Т. 356. С. 814–816.

Спиридонов Э.М., Плетнёв П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о проблеме "золото-родингитовой" формации). М.: Научный Мир. 2002. 216 с.

Спиридонов Э.М., Плетнёв П.А., Перельгина Е.В. Родингиты Золотой Горы // *Урал. геол. журнал*. 2002. № 6. С. 33–90.

Amelin Yu. V., Neymark L.A., Ritsk E.Yu., Nemchin A.A. Enriched Nd-Sr-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (eastern Siberia, Russia): evidence for contamination by ancient upper-crustal material // *Chem. Geol.* 1996. Vol. 129. P. 39–69.

Barriga F. & Fyfe W.S. Development of rodingite in basaltic rocks in serpentinites, east Liguria, Italy // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1983. Vol. 84. P. 146–151.

Černý P. Tanko pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. VIII. Second minerals from the spodumene-rich zone // *Canad. Mineral.* 1972. Vol. 11. P. 334–341.

Low Grade Metamorphism. Frey M., Robinson D. (eds.). Oxford: Blackwells Sci. 1999. 313 p.

Schandl E.S., O'Hanley D.S., Wicks F. & Kyser T.K. Fluid inclusions in rodingites: a geothermometer for serpentinisation // *Econ. Geol.* 1990. Vol. 85. P. 1273–1276.

Scott B. Note on occurrence of intergrowths between diopsidic augite and albite and hydrogrossular from King Island, Tasmania // *Geol. Mag.* 1951. Vol. 88. P. 429–434.

Seki Y., Oki Y., Matsuda T., Mikami K., Okumura K. Metamorphism in Tanzawa Mountains, central Japan // *J. Japan Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geol.* 1969. Vol. 61. P. 50–75.

Spiridonov E., Putintseva E., Kislov E., Kulikova I., Nabelkin O., Nikolaev G. Geochemistry and mineralogy of REE in low-grade metamorphosed magmatic rocks and problems of their Sm/Nd dating // *Euroclay-2019. IV Intern. Conf. Paris: Sorbonne Université*. 2019. P. 579.

## ЭНДЕМИЧНЫЕ ФАЯЛИТОВЫЕ ПЛАГИОГРАНИТЫ КИММЕРИД ГОРНОГО КРЫМА

*Спиридонов Э.М.<sup>1</sup>, Путинцева Е.В.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
*ernstspiridon@gmail.com*

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,  
*lputintseva@mail.ru*

Нами установлено, что преобладающий тип плагиогранитов горы Кафель в киммеридеях Горного Крыма – фаялитовые и феррогортонитовые плагиограниты. Крайне железистый оливин – фаялит ( $Fe_{0-10}Fa_{100-90}$ ) и феррогортонит ( $Fe_{10-30}Fa_{90-70}$ ) (Deer et al., 1982) – редкие минералы магматических горных пород, образуются в восстановительной обстановке, т.к. очень богаты  $Fe^{2+}$ , нередко – при участии газовой фазы с водородом и/или углеводородами (Иванова и др., 2007 и др.). Фаялит – характерный минерал высоко железистых внутриплитных гранитоидов и гранитных пегматитов повышенной щёлочности (граниты– рапакиви, гранитоидные породы анортозит–мангерит–чарнокит–гранитной серии, граниты анорогенных кольцевых комплексов) и сиенитов; обычно это – докембрийские образования (Заварицкий, 1955; Howard et al., 1956; Stevenson, Hensel, 1978; Deer et al., 1982; Кривдик и др., 1988; Frost et al., 1999; Njonfang, Moreau, 2000; Mücke, 2003). Столь же характерен фаялит для кремнекислых щелочных вулканитов, таких как пантеллериты (Заварицкий, 1955; Deer et al., 1982; Civetta et al., 1998). Фаялит развит также в литофизах кремнекислых вулканитов (Deer et al., 1982; Ike et al., 1984). Иной генетический тип представляют феррогортонит и фаялит магматических пород феррогаббрового и



ферродиоритового состава – высокожелезистых дифференциатов «сухих» расслоенных платформенных интрузивов типа Бушвелда, Скэргаарда, Аламджаха (Масайтис, 1958; Wager, Brown, 1967). Единственная находка фаялита в субдукционных гранитоидах – гранодиоритах Чили (Vásques et al., 2009) вызывает сомнения, т.к. железистость этих гранодиоритов низкая (74 %), что не характерно для фаялит-содержащих магматических пород. Итак, аналогов фаялитовых плагиогранитов Кастели нет.

*Интрузивные комплексы Горного Крыма.* А.Е. Лагорио – один из первых петрографов России, изучавших магматические образования Крыма, установил два поколения интрузивных пород в Южном Крыму: более древние габброиды и секущие их гранодиориты с ксенолитами габброидов (Лагорио, 1887). В дальнейшем эти соотношения были многократно подтверждены. Ассоциацию габброидов и гранитоидов, среди которых преобладают породы, близкие к плагиогранитам, стали выделять как двухфазную габбро-плагиогранитную формацию (Лучицкий, 1939; Павлинов, 1946; Багдасарян, Лебединский, 1967; Муратов, 1973). Эта схема используется геологами-тектонистами поныне (Никишин и др., 2001; Милеев и др., 2006). Э.М. Спиридонов и Т.О. Фёдоров обособили петрологически различные интрузивные комплексы – габброидный первомайско-аюдагский и гранитоидный кастельский (Спиридонов и др., 1990). Первый комплекс завершают послеинтрузивные дайки долеритов, второй – дайки плагиогранит-порфиров. Интрузивные массивы раннебайосского первомайско-аюдагского комплекса пересечены жерловинами и дайками позднебайосской карадагской вулканической серии (Спиридонов и др., 1990). Интрузивные породы первомайско-аюдагского комплекса и вулканыты карадагской серии имеют островодужные петрогеохимические характеристики (Спиридонов и др., 1990; Meijers et al., 2010). Плагиограниты Кастели пересекают тела вулкаников карадагской серии и содержат их ксенолиты. Возможно, внедрение плагиогранитов кастельского комплекса сопровождало процессы складчатости вулкаников карадагской серии. Галька плагиогранитов, похожих на кастельские, описана в  $J_3$  конгломератах горы Демерджи (Чернов, 1971).

Для интрузивных пород первомайско-аюдагского комплекса типичны анортит, битовнит, ромбический пироксен, хромшпинелиды, армоколлит, Mg-ильменит, бадделет, цирконолит, чевкинит, перрьерит, алланит-(Ce) (Спиридонов и др., 2018, 2019). Для гранитоидов кастельского комплекса типичны обильные циркон, монацит и ксенотим (Спиридонов, Путинцева, 2019). Наличие в плагиогранитах Кастели фаялита – ещё одно свидетельство кардинального различия двух интрузивных комплексов киммерид Горного Крыма.

*Интрузив плагиогранитов горы Кастель.* Куполовидные гипабиссальные интрузивы плагиогранитоидов кастельского комплекса – Кастельский (1×0.5 км), Шахра, Ай-Йори, Серагоз, – развиты в ядерной части Южнобережного поднятия Горного Крыма среди сложно дислоцированной толщи флиша таврической серии. Осадочные породы содержат заметное количество органического вещества. На контакте ороговикованных осадочных пород с интрузивами часто развиты примазки графита толщиной до 13 мм. Судя по ориентировке первичных трещин отдельности, верхняя часть пологого купола интрузива г. Кастель эродирована незначительно (Павлинов, 1946). Обнажённый западный контакт интрузива залегает криволинейно круто, местами с крутым наклоном под интрузив. Интрузивный контакт с ороговикованными осадочными породами приваренный; поверхность контакта – сложной морфологии. Складчатая толща флиша пронизана небольшими интрузивами габброидов первомайско-аюданского комплекса. Плагиограниты срезают габброиды. Приконтактная часть интрузива шириной до 15 м сложена тонко-мелкозернистыми резко порфировидными феррогортонолитовыми плагиогранитами. Вглубь интрузива зернистость фаялитовых плагиогранитов увеличивается до мелко-среднезернистой и среднезернистой.

*Состав плагиогранитов г. Кастель.* Химический состав плагиогранитов Кастельского интрузива довольно устойчив; средний состав пород (n=4, мас. %): SiO<sub>2</sub> 72.02; TiO<sub>2</sub> 0.14;



$P_2O_5$  0.08;  $Al_2O_3$  14.01;  $FeO$  2.84;  $MnO$  0.10;  $MgO$  0.13;  $CaO$  2.52;  $Na_2O$  4.57;  $K_2O$  1.26; ппп 5.12; сумма 99.97 %. Это высокожелезистые породы ( $f = 92.7$ ), умеренно низко щелочные, со значительным преобладанием натрия над калием –  $Na_2O:K_2O = 3.6$  и тория над ураном. Минеральный состав плагиогранитных пород Кастели устойчив. Более крупные выделения, имеющие вид вкрапленников, – это осцилляционно-зональный плагиоклаз, фаялит и/или феррогортонолит, высокий кварц. Вокруг феррогортонолита и фаялита развиты каймы замещения эулита  $Ca_{1.0-1.8}Mg_{19.2-27.5}Fe_{70.7-79.8}$  и более широкие каймы замещения и обрастания аннита (содержит до 2.5 мас. % F и Cl). В матрице пород преобладают олигоклаз и кварц, распространены аннит, биотит, титаномagnetит, ильменит, циркон, монацит-(Ce), ксенотим-(Y), фторапатит с 1–3 мас. % Fe и Mn, ортоклаз, F-содержащий Al-титанит. Циркон, бедный торием и ураном, содержит до 6–10% минала ксенотима-(Y), обычно – 2–4%. В составе монацита-(Ce) соотношение лантанидов и иттрия (от их суммы): 37–39 % Ce, 19–23 % Nd, 13–16 % La, 6–10 % Y, 4–6 % Pr, 4–6 % Sm, 3–5 % Gd. В составе ксенотима-(Y) соотношение иттрия и лантанидов (от их суммы): 67–72 % Y, 6–7 % Dy, 4–6 % Gd, 4 % Er, 3–4 % Yb. Ксенотим содержит до 11 % минала циркона, обычно 3–6 %. Единичные кристаллы слагает твёрдый раствор ксенотим-(Y) (7%) – хаттонит (34 %) – монацит-(Ce) (59 %) с 33.5 мас. %  $ThO_2$  и 0.6 %  $UO_2$ . Железистость оливина до 94 %, ромбического пироксена до 81 %, аннита – до 88 %, титаномagnetит богат миналом ульвошпинели (до 41 %), ильменит очень беден миналом гематита; это свидетельствует о кристаллизации в резко восстановительных условиях.

*Плагиограниты эндоконтакта* (восточная часть южного склона горы). Состав плагиоклаза варьирует от низко калиевого лабрадора  $Ca_{60.5-50.4}Na_{39.0-49.0}K_{0.5-0.6}$  до умеренно калиевого андезин-олигоклаза  $Ca_{30.5}Na_{66.5}K_{3.0}$ . С плагиоклазом образует сростания феррогортонолит Fo 14.5 – 10.4 с 2.32 – 3.02 масс. % MnO. Ильменит содержит до 2.5 масс. % MnO. Циркон содержит 1.09 – 1.32, в среднем 1.17 масс. %  $HfO_2$ ; величина  $ZrO_2/HfO_2 = 49-60$ , средняя 56.6 ( $n = 5$ ). Монацит-(Ce) содержит до 7.4, в среднем 3.88 масс. %  $ThO_2$  ( $n = 5$ ). Ксенотим-(Y) содержит до 10.5, обычно 7% минала циркона в твёрдом растворе.

*Плагиограниты промежуточной зоны* (центральная часть южного склона горы). Состав плагиоклаза варьирует от низко калиевого лабрадора  $Ca_{52.2}Na_{47.1}K_{0.7}$  до преобладающего андезина  $Ca_{42.1}Na_{56.7}K_{1.2}$  и умеренно калиевого олигоклаза  $Ca_{24.7}Na_{71.1}K_{4.2}$ . С этим плагиоклазом ассоциируют феррогортонолит Fo 10.6 и преобладающий фаялит Fo 9.6 – 7.7 с 2.66 – 2.99 мас. % MnO, минерал содержит до 0.1 мас. % CaO. Ильменит содержит до 5.1 мас. % MnO. Циркон содержит 1.18–1.39, в среднем 1.28 мас. %  $HfO_2$ ; величина  $ZrO_2/HfO_2 = 46-59$ , средняя 52.5 ( $n = 6$ ). Монацит-(Ce) содержит до 7.6, в среднем 4.16 мас. %  $ThO_2$  ( $n = 16$ ). Ксенотим-(Y) содержит 6 % минала циркона в твёрдом растворе.

*Плагиограниты ближе к центру интрузива* (юго-западная часть южного склона горы). Состав плагиоклаза варьирует от преобладающего андезина  $Ca_{41.5}Na_{57.1}K_{1.4}$  до умеренно калиевого олигоклаза  $Ca_{28.2}Na_{69.0}K_{2.8}$ . С этим плагиоклазом ассоциирует фаялит Fo 9.3–5.9 с 2.9–3.2 мас. % MnO, минерал содержит до 0.1 мас. % CaO, в его составе Со преобладает над Ni. Ильменит содержит до 13.3 мас. % MnO. Циркон содержит 1.22–1.73, в среднем 1.55 мас. %  $HfO_2$ ; величина  $ZrO_2/HfO_2 = 38-54$ , средняя 43.2 ( $n = 5$ ). Монацит-(Ce) содержит до 10.4, в среднем 4.37 мас. %  $ThO_2$  ( $n = 9$ ). Ксенотим-(Y) содержит 3 % минала циркона.

В ходе кристаллизационной дифференциации плагиогранитов Кастели произошло накопление Fe и Mn в составе оливина, Na и K в составе плагиоклаза, Mn в составе ильменита, Hf в составе циркона, Th в составе монацита; произошло сужение области твёрдых растворов циркон - ксенотим. Можно полагать, что возникновению фаялита способствовало наличие органического вещества в экзоконтактной зоне интрузива, а сохранности фаялита – гипабассальные условия формирования интрузивных пород.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00490).*



### Литература:

- Багдасарян Г.П., Лебединский В.И. Новые данные об абсолютном возрасте магматических пород Горного Крыма // Докл. АН СССР. 1967. Т. 173. С. 149–152.
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: изд. АН СССР. 1955. 480 с.
- Иванова Л.А., Медведев В.Я., Почекунина М.В. Особенности образования фаялита в восстановленных системах // Докл. РАН. 2007. Т. 417. № 3. С. 382–384.
- Кривдик С.Г., Орса В.И., Брянский В.П. Фаялит-геденбергитовые сиениты юго-западной части Корсунь-Новомиргородского плутона // Геологический журнал. 1988. Т. 6. С. 43–53.
- Лагирио А.Е. К геологии Крыма. О некоторых массивных горных породах Крыма и их геологическом значении // Зап. Варшавского ун-та. 1887. № 5. С. 1–16. № 6. С. 17–48.
- Лучицкий В.И. Петрография Крыма. Петрография СССР. Серия 1. Региональная петрография. Вып. 8. М.-Л.: изд. АН СССР. 1939. 98 с.
- Масайтис В.Л. Петрология Аламджахского траппового интрузива. Л.: Госгеолтехиздат. 1958. 135 с.
- Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 3. С. 22–33.
- Муратов М.В. Геология Крымского полуострова. М.: Недра, 1973. 192 с.
- Никишин А.М., Коротаев М.В., Болотов С.Н., Ершов А.В. Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюлл. МОИП. Отд. геологии. 2001. Т. 76. Вып. 3. С. 3–18.
- Павлинов В.Н. Форма и механизмы образования малых интрузивов типа лакколитов. М.: изд. МГРИ. 1946. 411 с.
- Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В. Фаялитовые плагиограниты интрузива горы Кафель, мезозойды Горного Крыма // Ломоносовские чтения-2019. <https://conf.msu.ru/rus/event/5604/>
- Спиридонов Э.М., Семиколенных Е.С., Лысенко В.И., Филимонов С.В., Коротаева Н.Н., Кривицкая Н.Н. Армолколит-содержащие островодужные плагиоферролиты и оливиновые габбро-норы Балаклавы, Горный Крым // Вестник МГУ. Сер. геол. 2019. № 3. С. 51–60.
- Спиридонов Э.М., Фёдоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 119–134. Вып. 6. С. 102–112.
- Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Семиколенных Е.С., Коротаева Н.Н. Цирконолит, бадделеит, циркон и торит островодужных анортит-битовнитовых кварцевых габбро-норит-долеритов интрузива Аю-Даг, Горный Крым // Вестн. МГУ. Геология. 2018. № 5. С. 71–79.
- Чернов В.Г. О составе верхнеюрских конгломератов горы Демерджи в Крыму // Вестн. МГУ. Геология. 1971. № 2. С. 17–28.
- Civetta L., D'Antonio M., Orsi G., Tilton G.R. The geochemistry of volcanic rocks from Pantelleria Island, Sicily Channel: petrogenesis and characteristics of the mantle source region // J. Petrol. 1998. Vol. 39 (8). P. 1453–1491.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. Rock-forming minerals (2nd ed.). Vol. IA. Orthosilicates. London: Longman, Green and Co. 1982. 597 p.
- Frost C.D., Lindsley D.H., Andersen D.J. Fe-Ti oxide – silicate equilibria: Assemblages with fayalitic olivine // Amer. Mineral. 1988. Vol. 73. P. 727–740.
- Howard W.J., Howard T.E., Chapman J.W., Chapman R.W. Occurrence and age of chevkinite from the Devil's slide fayalite – quartz sienite near Stark, New Hampshire // Amer. Mineral. 1956. Vol. 41. P. 474–487.
- Ike E.C., Bowden P., Martin R.F. Fayalite and clinopyroxene in the porphyries of the Tibchi anorogenic ring-complex, Nigeria: postmagmatic initiation of a peralkaline trend // Canad. Mineral. 1984. Vol. 22. P. 401–409.
- Meijers M.J.M., Vrouwe B., van Hinsbergen D.J.J., Kuiper K.F., Wijbrans J., Davies G.R., Stephenson R.A., Saintot A. Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region // Lithos. 2010. Vol. 119. P. 412–426.
- Mücke A. Fayalite, pyroxene, amphibole, annite and their decay products in mafic clots within the Younger Granites of Nigeria // J. African Earth Sci. 2003. Vol. 36. P. 55–71.
- Stevenson N.C.N., Hensel H.D. A Precambrian fayalite granite from the south coast of Western Australia // Lithos. 1978. Vol. 11. P. 209–218.





Vásquez P., Glodny J., Franz G., Romer R. Origin of fayalite granitoids: New insights from the Cobquecura Pluton, Chile, and its metapelitic xenoliths // *Lithos*. 2009. Vol. 110. P. 181–198.

Wager L.R., Brown G.M. Layered Igneous Complexes. Edinburg: Oliver & Boyd. 1967. 587 p.

## ГОРНО-КРЫМСКАЯ ПЕТЛЯ РЕГИОНАЛЬНОГО НИЗКОГРАДНОГО МЕТАМОРФИЗМА ПОЗДНЕЮРСКОГО ВОЗРАСТА

*Спиридонов Э.М.<sup>1</sup>, Путинцева Е.В.<sup>2</sup>, Филимонов С.В.<sup>1</sup>, Руденко И.Е.<sup>3</sup>, Никитин М.Ю.<sup>1</sup>,  
Овсянников Г.Н.<sup>1</sup>, Семиколенных Е.С.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
*ernstspiridon@gmail.com*

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Севастопольский музей камня, Севастополь, Россия

Региональный метаморфизм – одно из грандиозных явлений в литосфере Земли. Продукты низкоградного метаморфизма НГМ погружения (и нагружения) широко распространены в складчатых областях, охватывая почти весь объём образований океанской и островодужной стадий и частично орогенный комплекс. Установлено, что от форландов к центру и вглубь складчатых структур происходят довольно устойчивые для различных регионов и разновозрастных складчатых поясов (Новая Зеландия, Япония, Альпы, Аппалачи, Кордильеры, Урал, Большой Кавказ и др.) преобразования пород. В базитах с ростом глубины в ассоциации с кварцем (или халцедоном) сменяются морденит и клиноптилолит натролитом, мезолитом, гейландитом, шабазитом или стильбитом, далее ломонтином (всё это цеолитовая фация ЦФ), далее ассоциацией пренит + пумпеллиит (пренит-пумпеллиитовая фация ППФ), далее ассоциациями пумпеллиит-актинолитовой фации, фации зелёных сланцев или голубых сланцев и более высокотемпературными (Мияширо, 1976; Глебовицкий и др., 1991; Файф и др., 1981; Niggli, 1998; Low Grade, 1999; Philpotts, Auge, 2009). НГМ проявлен и на древних платформах в тех участках, которые покрыты толщами платобазальтов или в которые внедрились крупные гипербазит-базитовые интрузивы (Бушвелд и др.). Между извержением вулканитов и их зеленокаменным изменением, превращением в метавулканиты ЦФ, в том числе в мандельштейны с цеолитами и/или агатами, разрыв не менее 3-6 Ма и до 180 Ма (Спиридонов и др., 2014). *Процессы НГМ – не диагенетические, а эпигенетические.* Для высокоградного метаморфизма типичны петли параметров метаморфизма (Перчук, 1983). Сходного типа петли установлены и для низкоградного метаморфизма (Спиридонов и др., 2018; Спиридонов, 2021).

*Горно-крымская петля НГМ позднеюрского возраста.* Дислоцированные толщи флиша Т<sub>3</sub>-J<sub>1</sub>, угленосные терригенные толщи и вулканиты J<sub>2</sub>, габбро-норит-долериты и иные интрузивные породы средней юры – раннего байоса, были перекрыты полого залегающими многокилометровыми толщами терригенно-карбонатных и карбонатных пород верхов средней и поздней юры (Левинсон-Лессинг, 1933; Лебединский, 1962; Муратов, 1973). Перекрывающие толщи интенсивно шарьированы (Милеев и др., 1994, 2009; Бискэ, 2007). Допозднеюрские терригенные, вулканогенные и интрузивные образования Горного Крыма захвачены региональным низкоградным метаморфизмом погружения позднеюрского возраста в условиях ЦФ, затем – ППФ, и вновь – ЦФ от её высокотемпературной ломонтиновой субфации до самой низкотемпературной (Спиридонов и др., 1990, 2014, 2018; Спиридонов, 2018, 2021). Все три стадии проявлены в мезозоидах Горного Крыма повсеместно.

*1 стадия НГМ в условиях ЦФ.* Реликты первой стадии представлены анальцимом и ломонтином, которые замещены агрегатами пренита и/или актинолита, которые развиты в



метаморфизованных габбро-диоритах Кушнарёвского интрузива, иддингситом (сепиолитом) по оливиному и лизардитом по иддингситу в оливиновых габбро-норит-долеритах интрузива Лебединского и в плагиолерцолитах Балаклавы (Спиридонов и др., 2018, 2019), в metabазальтах (спилитах) и метаандезитах (кератофирах) Карадага (Тищенко, 2015). В метавулканитах СВ части Карадагского вулканического массива широко распространены метаагаты, замещённые агрегатами кварца.

*2 стадия НГМ в условиях ППФ.* Дальнейшее погружение. Образования 2 стадии широко распространены на западе и юге области мезозоид Горного Крыма – от Севастополя – Балаклавы до Симферополя и Алушты. В габброидах Аю-Дага, Кушнарёвского и многих иных интрузивов широко распространены ассоциации пренит+пумпеллиит-(Fe) ± альбит, хлорит, кальцит, кварц, датолит, апофиллит; псевдоморфозы антигорита по лизардиту и антофиллита по антигориту; пренита, клиноцоизита, альбита, гидрогроссуляра, везувиана по анортиту-битовниту; псевдоморфозы титанита, или ферропсевдобрукита, или рутила и пирита по ильмениту и титаномагнетиту, доломита и кальцита (с включениями хромшпинелидов) по оливиному, стильпномелана по биотиту (Попов, 1938; Шкабара, 1949; Гетлинг, 1960; Кочурова, 1968; Спиридонов и др., 1990, 2018, 2019; Тищенко, 2015). Процессы НГМ местами настолько интенсивны, что крупные интрузивные тела типа Аю-Дага 2×2 км, габброиды которых в среднем содержат 5-7% титаномагнетита, слабо выражены в магнитном поле. В трещинах гидроразрыва и полостях выщелачивания в метаморфизованных габброидах и гранитоидах развиты корки и гнёзда пренита, пумпеллиита-(Fe), скопления игольчатого актинолита, с вкраплениями халькопирита, сфалерита, галенита, пирита. В трещинах гидроразрыва и полостях выщелачивания в метаморфизованных кварцевых и полимиктовых песчаниках флишевых толщ развит молочно-белый кварц в ассоциации с кальцитом, хлоритом и рутилом, реже кристаллы дымчатого кварца и горного хрусталя длиной до 4 см. Температура гомогенизации ГЖВ в этом кварце до 330–310–290–260° С. Количество и размер интрузивных тел среди осадочных толщ невелико, ширина контактовых ореолов вокруг них не более первых десятков м. Очевидно, что данный кварц – метаморфогенно-гидротермальное образование, возникшее на глубинах около 7–10 км. В субвулканических андезитах Саблов (Школьного) местами обилён стильпномелан, заместивший вкрапленники паргасита – эденита. На Карадаге развиты поликристаллические псевдоморфозы пренита по ломонтиту.

*3 стадия НГМ в условиях ЦФ.* Постепенное всплывание, минералообразование на фоне снижения температуры и давления, при росте а СО<sub>2</sub> во флюиде. Именно в эту стадию произошло образование знаменитых цеолитов окрестностей Симферополя и Карадага, нежных агатов и яшмо-агатов Карадага (Спиридонов и др., 2014). Наиболее ранние образования в метагабброидах – доломонтитовые: гиролит, окенит, датолит, бабингтонит, вермикулит, актинолит, фторгидроксилапофиллит. Самое распространённое раннее образование 3 стадии – ломонтит в ассоциации с альбитом, кальцитом, кальцитом, лепидокрокитом или пиритом. В некоторых мелких интрузивах габбро-норит-долеритов южного склона Симферопольского поднятия, которые интенсивно тектонизированы, тысячи м<sup>3</sup> метагабброидов на треть или на половину сложены ломонтитом и пересечены многочисленными его прожилками. В метавулканитах Карадага ломонтита относительно немного. Более позднее образование в кварцевых жилах среди метатерригенных пород флиша - голубой алуштит = смешанно-слоистый 1:1 Li хлорит – кукеит и смектит (Карташов, 1989). Более поздние образования в метагабброидах – метагранитоидах: корренсит, тунгусит, тоберморит, стивенсит, сапонит, гейландит-(Ca), гмелинит-(Ca), лепидокрокит, пирит, натролит, гмелинит-(Na), филлипит, анальцим, наиболее поздний обильный палыгорскит – размер агрегатов до многих м<sup>2</sup> при толщине от долей мм до 150-250 мм (Ферсман, 1911; Двойченко, 1914; Попов, 1938; Тищенко, 2015; Спиридонов, 2018). Последовательность



образования цеолитов в метавулканитах Карадага: ломонтит – стильбит – гейландит-(Са) (+ селадонит) – сколецит – мезолит (+ кальцит) – натролит (+ кальцит) – анальцим (+ кальцит) – морденит (+ клиноптилолит) (+ сказочные агаты и яшмо-агаты с лепидокроцитом, гётитом, селадонитом, ферроселадонитом) (Двойченко, 1914; Чирвинский, 1919; Попов, 1938; Шкабара, 1940; Квальвасер, 1957; Логвиненко, 1964; Гриваков, 1967; Супрычов, 1968а, 1968б, 1971; Супрычов, Прохоров, 1971; Годовиков и др., 1987; Матросова и др., 1997; Тищенко, 2015; Спиридонов и др., 2018; Спиридонов, 2021). Окатанные обломки зеленокаменных вулканитов содержат конгломераты терминальной юры (позднего титона) – раннего мела (раннего берриаса) (Муратов, 1973). С этими данными согласуются позднеюрские Ar/Ar датировки многих среднеюрских магматических пород Горного Крыма (Mejers et al., 2010).

*Представляется, что в раздел Петрографического кодекса России должны быть включены цеолитовая фация (с которой связана масса месторождений самородной меди, пентиметальной U-Ag-Bi-Co-Ni формации, исландского шпата, цеолитов), пренил-пумпеллиитовая фация (с которой связана масса месторождений медно-эпидотовой формации, поделочных камней – жадов гидрогранатового, гидровезувианового и иного состава, хромтитанита...), пумпеллиит-актинолитовая фация (с месторождениями демантоида и иных самоцветов). Учёт явлений НГМ позволяет решить множество металлогенических проблем, например, снять противоречия между осадочной и гидротермальной гипотезами происхождения месторождений медистых сланцев и медистых песчаников – эти месторождения безусловно осадочные, но, как правило, захваченные НГМ в условиях ЦФ (или ППФ), что породило возникновение множества трещин гидроразрыва, выполненных метаморфогенно-гидротермальными жильными и рудными минералами жилы альпийского типа). Это же касается множества урановых месторождений и многих иных. С учётом процессов НГМ решается проблема образования спилитов (метабазальтов), кератофиров (метаандезитов), оксикератофиров (метадацитов и метариолитов); находит объяснение особенности изотопного состава кислорода метаморфических пород и их Sm/Nd датирования (Spiridonov et al., 2019).*

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00490).*

#### **Литература:**

- Бискэ Г.С. Надвиговая позднемезозойская тектоника юго-западной оконечности Горного Крыма // Вестник СПбГУ. Серия геология и география. 2007. Вып. 2. С. 12–20.
- Гетлинг Р.В. Датолит района р. Бодрак в Крыму и особенности его генезиса // Зап. ВМО. 1960. Ч. 89. Вып. 1. С. 102–106.
- Глебовицкий В.А., Седова И.С., Дюфур М.С., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Кравцова Е.И. Эволюция метаморфических поясов альпийского типа. Л.: Наука. 1981. 304 с.
- Годовиков А.А., Рипинен О.И., Моторин С.Г. Агаты. М.: Недра. 1987. 368 с.
- Гриваков А.Г. О находке некубического гидротермального анальцима в Крыму // Зап. ВМО. 1967. Ч. 96. № 6. С. 724–728.
- Двойченко П.А. Минералы Крыма // Записки Крымского общества естествоиспытателей и любителей природы. Симферополь. 1914. Т. 4. 208 с.
- Карташов П.М. О Li-содержащем алуштите из Крыма и его положении в группе тосудита // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1989. Вып. 36. С. 67–83.
- Квальвасер И.А. О селадоните из Карадага в Крыму // Минералог. сб. Львов. геол. общества. 1957. № 7. С. 223–226.
- Кочурова Р.Н. Магматизм Северо-Западной части Горного Крыма. Л.: изд. ЛГУ. 1968. 112 с.
- Лебединский В.И. Дифференцированная пластовая интрузия диабазов в Горном Крыму // Изв. АН СССР. Геология. 1962. № 11. С. 84–94.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Дьяконова-Савельева Е.Н. Вулканическая группа Карадага в Крыму. Л.: изд. АН СССР. 1933. 150 с.



Логвиненко Н.В. Мезолит из Карадага в Крыму. В кн.: Химический состав и внутреннее строение минералов. Киев: Наукова Думка. 1964. С. 185–191.

Матросова Т.И., Степанов В.И., Осолодкина Г.А. Апофиллит в собрании крупнейшего музея (типы минерализации, зависимость формы кристаллов и их свойств от содержания фтора) // Среди минералов. М.: Минерал. музея РАН им. А.Е. Ферсмана. 1997. С. 65–75.

Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Никитин М.Ю., Розанов С.Б., Шалимов И.В. Об аллохтонном залегании верхнеюрских отложений Горного Крыма // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 4. С. 497–500.

Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, вып. 3. С. 3–21.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир. 1976. 536 с.

Муратов М.В. Геология Крымского полуострова. М.: Недра. 1973. 192 с.

Перчук Л.Л. Термодинамический аспект полиметаморфизма. В кн.: Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы. М.: Наука. 1983. С. 21–37.

Попов С.П. Минералогия Крыма. М.: изд. АН СССР. 1938. 352 с.

Спиридонов Э.М. Метаморфические образования киммерид Горного Крыма // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. М.: Геос. 2018. Т. II. С. 223–227.

Спиридонов Э.М. Образование натролита за счёт мезолита механизмом ионного обмена в метабазах (спилитах) Карадага в Горном Крыму // Зап. РМО. 2021. Ч. 150. № 3. С. 1–16.

Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Янакиева Д., Фролова Ю.В., Семиколенных Е.С. Агаты в метавулканитах (геологические обстановки, параметры и время превращения вулканитов в мандельштейны с агатами) // Спецвыпуск вестника РФФИ. МОЛНЕТ. 2014. 66 с.

Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Лавров О.Б., Филимонов С.В. Кривицкая Н.Н., Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Овсянников Г.Н. Петля регионального метаморфизма Л.Л. Перчука: низкоградные варианты // В кильватере большого корабля: современные проблемы магматизма, метаморфизма и геодинамики. Черноголовка, ИЭМ РАН: 2018. С. 71–72.

Спиридонов Э.М., Семиколенных Е.С., Лысенко В.И., Филимонов С.В. Армоколлит-содержащие островодужные плагиоцерциты и оливиновые габбро-норит-долериты Балаклавы, Горный Крым // Вестник МГУ. Сер. геол. 2019. № 3. С. 51–60.

Спиридонов Э.М., Фёдоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 119–134. Вып. 6. С. 102–112.

Супрычов В.А. Нові дані про гейландит з магматичних порід Криму // Доповіді АН УССР. Сер. Б. 1968а. № 9. С. 800–804 (на укр.).

Супрычов В.А. Морденит з ефузивних порід Карадагу (Крим) // Доповіді АН УССР. Сер. Б. 1968б. № 2. С. 125–128 (на укр.).

Супрычов В.А. Хабазит з гідротермалітів Карадагу // Доповіді АН УССР. Сер. Б. 1971. № 6. С. 518–521 (на укр.).

Супрычів В.А., Прохоров И.Г. Эрионит из кератофировых вулканитов Карадагского заповедника в Крыму // Минер. сб. Львов. Ун-та. 1968. № 40. Вып. 1. С. 85–88.

Тищенко А.И. Минералы Крыма. Симферополь: Бизнес Информ. 2015. 304 с.

Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир. 1981. 436 с.

Ферсман А.Е. Материалы к познанию цеолитов России // Тр. Геол. музея им. Петра Великого Император. АН. СПб.: 1911. Т. VII. Вып. 5. С. 181–204.

Чирвинский П.Н. Цеолиты Карадага // Изв. Донского политехн. ин-та. Новочеркасск. 1919. Т. VII. С. 168–208.

Шкабара М.Н. О цеолитах Крыма // Докл. АН СССР. 1940. Т. 26. № 7. С. 667–669.

Шкабара М.Н. Прениты из крымских изверженных пород // Докл. АН СССР. 1949. Т. 68. С. 1081–1083.

Low Grade Metamorphism. Frey M., Robinson D. (eds.). Oxford: Blackwells Sci. 1999. 313 p. Meijers M.J.M., Vrouwe B., van Hinsbergen D.J.J., Kuiper K.F., Davies G.R., Stephenson R.A., Matenco L., Saintot A. Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region // Lithos. 2010. Vol. 119. P. 412–426.

Niggli E. Metamorphic map of the Alps. 1:1000000 sheet 17 of the metamorphic map of Europe // Metamorphic map Europe. 1:2500000. Explanatory text. Leiden. 1998. P. 181–183.



Philpotts A.R. & Ague J.J. Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press. 2009. 667 p.

Spiridonov E., Putintseva E., Kislov E., Kulikova I., Nabelkin O., Nikolaev G. Geochemistry and mineralogy of REE in low-grade metamorphosed magmatic rocks and problems of their Sm/Nd dating // Euroclay-2019. IV Intern. Conf. Paris: Sorbonne Université. 2019. P. 579.

## АПОДУНИТОВЫЕ ФОРСТЕРИТОВЫЕ ЭНДОСКАРНЫ С АКЦЕССОРНЫМИ МОНТИЧЕЛЛИТОМ И ПЕНТЛАНДИТОМ В ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОМ ИНТРУЗИВЕ В БАЙКАЛИДАХ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

*Спиридонов Э.М., Синопальников Н.И.*

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
ernstspiridon@gmail.com*

Магнезиальные скарны – одни из наиболее высокотемпературных метасоматитов, сопряжённые с интрузивами как гранитоидов, так и габброидов (Коржинский, 1953; Туровцев, 2002 и мн. др.), иногда и перидотитов (Перцев, Шабынин, 1979; Перцев и др., 2003). Экспериментальные исследования показали, что магнезиальные скарны образуются при участии существенно хлоридно-магниевого раствора, а известковые скарны – при участии существенно хлоридно-кальциевого раствора (Жариков, Ходоревская, 1987). Широко известны магнезиальные апогабброидные и апогранитоидные эндоскарны клинопироксен-плагиоклазового, клинопироксен-скаполитового... состава. Представляется, что в пределах Йоко-Довыренского интрузива нами установлены аподунитовые эндоскарны.

Неопротерозойский расслоенный Йоко-Довыренский дунит-троктолит-анортозит-габбро-норит-долеритовый интрузив – одно из интереснейших образований в байкалидах Северного Прибайкалья (Гурулёв, 1965; Перцев, Шабынин, 1979; Кислов, 1998; Перцев и др., 2003). Этот гипабиссальный интрузив размером 26×5–6×2–4 км активно внедрился в терригенно-доломитовую толщу раннего венда, содержит массу ксенолитов роговиков по углеродисто-глинистым сланцам, доломитовых мраморов, силикатных доломитовых мраморов с линзами кварцитов. Большая часть ксенолитов доломитов приурочена к верхам дунитового горизонта, под троктолитами. Мощность пластообразных ксенолитов доломитов в СВ части интрузива до нескольких десятков метров.

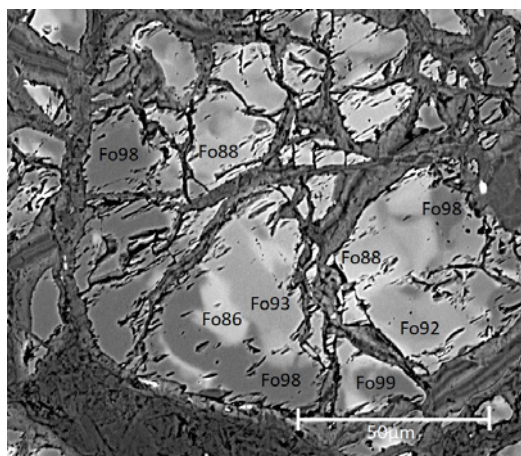
В ЮЗ части интрузива ксенолиты доломитов исчезают; считается, что здесь вещество доломитов полностью поглощено расплавом и возникли контаминированные дуниты (Wenzel et al., 2002; Арискин и др., 2013). Однако, оценка  $T$  образования минералов этих пород  $\sim 850^\circ\text{C}$  (Wenzel et al., 2002), что на сотни градусов ниже  $T$  формирования дунитов Йоко-Довырена  $\sim 1250^\circ\text{C}$ ; в составе «контаминированных дунитов» оливин, гораздо более магнезиальный, значительно беднее Ni, чем оливин магматических дунитов Йоко-Довырена, а также фассаит и высоко глинозёмистая шпинель, вовсе не характерные для ортомагматических пород данного интрузива.

Наши наблюдения доказали, что заметная часть «контаминированных дунитов» представляют собой магматические дуниты, оливин которых Fo 88–84–75 с 0.4–0.15 % Ni и 0.1–0 % CaO в той или иной степени (до весьма значительной) по сети микротрещин замещён более магнезиальным оливином до почти чистого форстерита Fo 89–93–98 с 0.15–0.03 % Ni и до 1.7 % CaO (рис. 1, 2, 3, 4). Новообразованный форстерит с 1.5 % CaO содержит тончайшие ламеллы распада монтчеллита, которые часто преобразуются в его малые тельца. За счёт сброшенного при этом процессе никеля возникла рассеянная вкрапленность пентландита, который весьма богат железом и беден кобальтом –  $(\text{Fe}_{5.7}\text{Ni}_{3.1}\text{Co}_{0.2})_9\text{S}_8$ . Таким образом, установлен процесс форстеритизации дунитов с

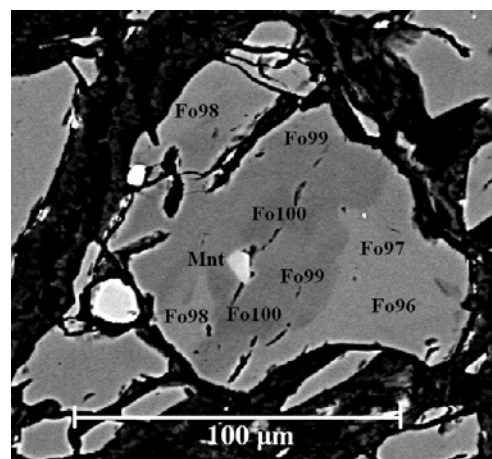
образованием специфических предельно магнезиальных эндоскарнов. Оценка температуры их образования по составу сосуществующих форстерита и монтichelлита, с использованием данных (Warner, Luth, 1973),  $\sim 870^\circ \text{C}$ . Сравним состав протолита дунитов ( $n = 8$ ) и аподунитовых форстеритовых эндоскарнов ( $n=7$ ), мас. %:  $\text{SiO}_2$  40.6 и 39.6;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0.59 и 0.58;  $\text{TiO}_2$  0.08 и 0.03;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  2.20 и 0.69;  $\text{FeO}$  12.4 и 11.7;  $\text{MnO}$  0.19 и 0.18;  $\text{MgO}$  41.6 и 46.0;  $\text{CaO}$  1.55 и 0.56;  $\text{Na}_2\text{O}$  0.12 и следы,  $\text{K}_2\text{O}$  0.06 и 0.01;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0.01 и следы; г/т: Ni 3340 и 2084; Co 160 и 153; V 43.3 и 22.1; Zn 106 и 78.4; Pb 10.3 и 3.96; Ba 53.0 и 20.9; Sr 56.9 и 6.0; Rb 2.29 и 0.56; Li 17.5 и 3.35; Zr 6.4 и 1.43; Sc 8.3 и 4.3; Y 2.14 и 0.55; сумма REE 9.57 и 0.84. Как видно, почти не изменились концентрации Si, Cr, Mn, Co. Существенен привнос Mg. Концентрации большинство других химических элементов заметно снизились: в 1.5 раза – Ni, Zn; в 2 раза – V, Pb, Ba, Sc; в 3 раза – Al, Ti, Ca, Y; в 4 – 6 раз – K, Rb, Li, Zr; в 8 раз – Sr; лантанидов – на порядок – в 11 раз; произошёл вынос этих химических элементов.

Другие типы магнезиальных аподунитовых эндоскарнов и аподолмитовых экзоскарнов будут описаны в следующих публикациях.

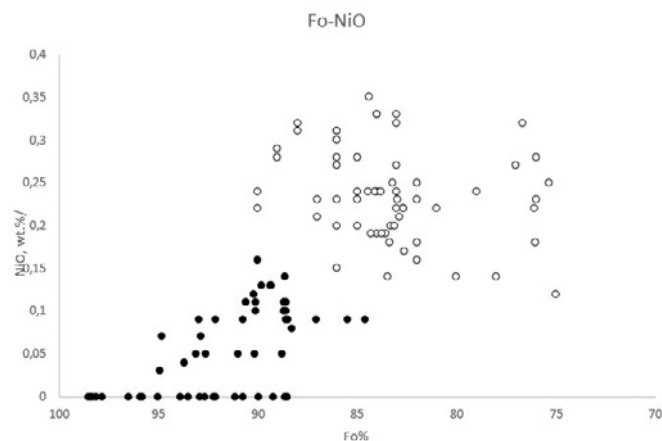
*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00490).*



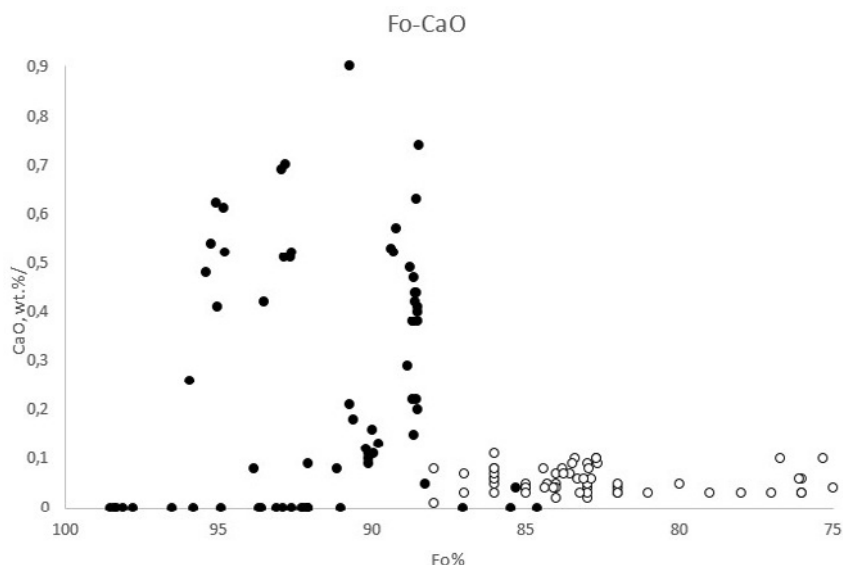
**Рис. 1.** В различной степени форстеритизированные дуниты Большого ручья Йокко-Довыренского интрузива. Тёмно-серые прожилки – эпигенетический серпентин – лизардит. В отражённых электронах.



**Рис. 2.** Интенсивно форстеритизированные дуниты Большого ручья Йокко-Довыренского интрузива. Белые тельца – монтichelлит. Тёмно-серые прожилки – эпигенетический серпентин – лизардит. В отражённых электронах.



**Рис. 3.** Диаграмма состава оливина в координатах Fo, % – NiO, мас. % – дунитов (открытые кружки) и аподунитовых форстеритовых скарнов (залитые кружки).



**Рис. 4.** Диаграмма состава оливина в координатах Fo, % – CaO, мас. % – дунитов (открытые кружки) и аподунитовых форстеритовых скарнов (залитые кружки).

#### Литература:

Арискин А.А., Костицын Ю.А., Конников Э.Г., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсов Д.А. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2013. № 11. С. 955–1052.

Гурулев С.А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965. 122 с.

Жариков В.А., Ходоревская Л.И. Экспериментальное изучение реакций образования клинтона // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294. С. 952–955.

Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН. 1998. 265 с.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: изд. АН СССР. 1953. С. 334–456.

Перцев Н.Н., Шабынин Л.И. Скарновые, карбонатные и бруситовые ксенолиты Йоко-Довыренского массива. В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979. С. 85–96.

Перцев Н.Н., Шабынин Л.И., Конников Э.Г., Кислов Е.В., Орсов Д.А., Некрасов А.Н. Магнезиальные скарны мервинитовой фации из ксенолитов в дунитах Довыренского массива // Петрология. 2003. С. 512–523.

Спиридонов Э.М., Арискин А.А., Кислов Е.В., Орсов Д.А., Николаев Г.С., Япаскурт В.О. Лаурит и иридий осмий в плагиоклазовых лерцолитах низов гипербазит-базитового Йоко-Довыренского интрузива в байкалидах Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 3. С. 1–10.

Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм Норильских интрузий. М.: Научный Мир, 2002. 319 с.

Warner R.R., Luth W.C. Two-phase data for the join monticellite ( $\text{CaMgSiO}_4$ )-forsterite ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ): Experimental results // Amer. Mineral. 1973. Vol. 58. P. 998–1008.

Wenzel T., Baumgartner L.P., Brüggman G.E., Konnikov E.G., Kislov E.V. Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: Ioko-Dovyren intrusion (North Baikal Region, Russia) // J. Petrol. 2002. Vol. 43. P. 2049–2074.



## КЕРСУТИТОВЫЕ ЛАМПРОФИРЫ МЕЛОВОГО ВОЗРАСТА В ДОЛИНЕ РЕКИ БОДРАК В ГОРНОМ КРЫМУ

*Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Никитин М.Ю., Овсянников Г.Н., Коротаева Н.Н.*

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
ernstspiridon@gmail.com*

Горный Крым – мезозойское, киммерийское покровно-складчатое сооружение, состоящее из северной Лозовской и южной Горно-Крымской тектонических зон (Милеев и др., 2006). Складчатый комплекс Горного Крыма слагают толщи флиша Т<sub>2</sub>–J<sub>1</sub> эскиордынской и таврической серий, сложно дислоцированные и перекрытые J<sub>2</sub> угленосными конгломерато-песчано-глинистыми толщами, заметно дислоцированными. Терригенные толщи пересечены и метаморфизованы интрузивами среднеюрского островодужного первомайско-аюдагского комплекса габбро-норит-долеритов и близких пород (Спиридонов и др., 1990). Интрузивы этого комплекса представлены штоками, удлинёнными штоками, уплощёнными телами, силлообразными телами, квази послойно внедрёнными в крутопадающие складки флиша таврической серии. Интрузивы этого комплекса пересечены жерловинами и дайками андезитов, базальтов и пикритов среднеюрской островодужной карадагской вулканической серии (Спиридонов и др., 1990; Никитин, Болотов, 2006, 2007). Более молодые – интрузивы гранитоидов кастельского комплекса (Спиридонов, Путинцева, 2019) и многокилометровые терригенно-карбонатные толщи верхов средней и поздней юры (Муратов, 1973), тектонизированные и дислоцированные (Милеев и др., 2006). Допозднеюрские образования Горного Крыма захвачены региональным низкоградным метаморфизмом погружения позднеюрского возраста в условиях цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций (Спиридонов, 2018; Спиридонов и др., 2018). В частности, оливиновые габбро-норит-долериты силлообразного интрузива у реки Бодрак (так называемый силл Лебединского) в заметной степени метаморфизованы в условиях пренит-пумпеллиитовой фации. Покровно-складчатый комплекс Горного Крыма несогласно перекрыт практически не дислоцированными отложениями мела, палеогена и неогена.

В северной части Горно-Крымской зоны в зоне влияния регионального Бодракского разлома субширотного простирания установлены иные магматические образования. В том месте, где силлообразный интрузив Лебединского мощностью около 6 м, резко меняет простирание на долготное и почти перпендикулярно пересекает слоистый флиш, в этом интрузиве развита серия секущих крутопадающих даек керсутитовых лампрофиров субширотного простирания (рис. 1, 2). Ранее эти образования описал В.И. Лебединский (1962) как жилы спессартитов. По нашим наблюдениям, отмечено, по крайней мере, три поколения керсутитовых лампрофиров – каждое последующее слагает всё более тонкие дайки, сложенные всё более мелкозернистыми породами.

Изотопный U/Pb возраст этих пород, определённый по единичному кристаллу циркона,  $125.4 \pm 3.7$  Ma (Морозова и др., 2017). Е.Б. Морозова распространила эту меловую оценку возраста на все силлообразные интрузивы долины реки Бодрак. Это не так, поскольку для оливиновых габбро-норит-долеритов силлообразного интрузива Лебединского имеются надёжные, изотопные датировки по породе – 170-175 Ma (Багдасарян, Лебединский, 1962). Кроме того, эти породы захвачены региональным низкоградным метаморфизмом позднеюрского возраста, в отличие от не метаморфизованных керсутитовых лампрофиров.

*Керсутитовые лампрофиры Горного Крыма.* Характерный минерал этих пород – ярко окрашенный в шлифах керсутит (рис. 3). Типичный состав крымского керсутита, мас. %: SiO<sub>2</sub> 39.78; TiO<sub>2</sub> 4.36; V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.18; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13.64; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 5.55; FeO 7.98; MnO 0.17; MgO 12.51; CaO 11.39; Na<sub>2</sub>O 2.51; K<sub>2</sub>O 0.80; сумма 98.69. Формула керсутита (Na<sub>0.711</sub>K<sub>0.149</sub>)<sub>0.860</sub>Ca<sub>1.784</sub>



$(\text{Mg}_{2.726} \text{Fe}^{2+}_{0.976} \text{Fe}^{3+}_{0.277} \text{Mn}_{0.021})_4 (\text{Ti}_{0.480} \text{Fe}^{3+}_{0.334} \text{Al}_{0.165})_1 [(\text{OH})_2 / (\text{Si}_{5.815} \text{Al}_{2.185})_8 \text{O}_{22}]$ . Ядра крупных кристаллов керсутита и обособленные выделения слагает титанистый фассаит-авгит; его состав, мас. %:  $\text{SiO}_2$  45.40;  $\text{TiO}_2$  2.28;  $\text{V}_2\text{O}_5$  0.13;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  7.45;  $\text{FeO}$  9.85;  $\text{MnO}$  0.24;  $\text{MgO}$  11.83;  $\text{CaO}$  20.91;  $\text{Na}_2\text{O}$  0.30; сумма 98.39. Формула фассаит-авгита  $(\text{Ca}_{0.853} \text{Mg}_{0.671} \text{Fe}^{2+}_{0.314} \text{Ti}_{0.065} \text{Al}_{0.063} \text{Na}_{0.022} \text{Mn}_{0.008} \text{V}_{0.004})_2 [(\text{Si}_{1.729} \text{Al}_{0.271})_2 \text{O}_6]$ ;  $\text{Ca}_{46.8} \text{Mg}_{35.9} \text{Fe}_{17.3}$ ,  $f = 32.4$ . Состав плагиоклаза варьирует от Са лабрадора до Са андезина:  $\text{Ca}_{63.6-48.7}$  (58.5)  $\text{Na}_{35.2-49.1}$  (40.1)  $\text{K}_{1.2-2.2}$  (1.4),  $n = 5$ , в скобках средний состав. Характерный акцессорный минерал – хлорсодержащий гидроксилфторапатит, его состав отвечает  $(\text{Ca}_{4.88} \text{Fe}_{0.07} \text{Mg}_{0.03} \text{Sr}_{0.02})_5 [(\text{PO}_4)_{2.93} (\text{SiO}_4)_{0.07}]_3 (\text{F}_{0.51} \text{OH}_{0.43} \text{Cl}_{0.06})_1$ . Другие акцессорные – ильменит с 3.9 мас. %  $\text{MnO}$ , ортит (алланит), халькопирит, галенит. Валовый химический состав пород – мас. %:  $\text{SiO}_2$  49.19;  $\text{TiO}_2$  1.51;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0.88;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  18.04;  $\text{FeO}$  8.77;  $\text{MnO}$  0.14;  $\text{MgO}$  7.13;  $\text{CaO}$  7.62;  $\text{Na}_2\text{O}$  5.28;  $\text{K}_2\text{O}$  0.76;  $\text{F}$  0.04;  $\text{Cl}$  0.05; ппп 2.26; сумма 99.70. Состав достаточно типичен для лампрофиров умеренной щёлочности. Обращает внимание заметное содержание фосфора.

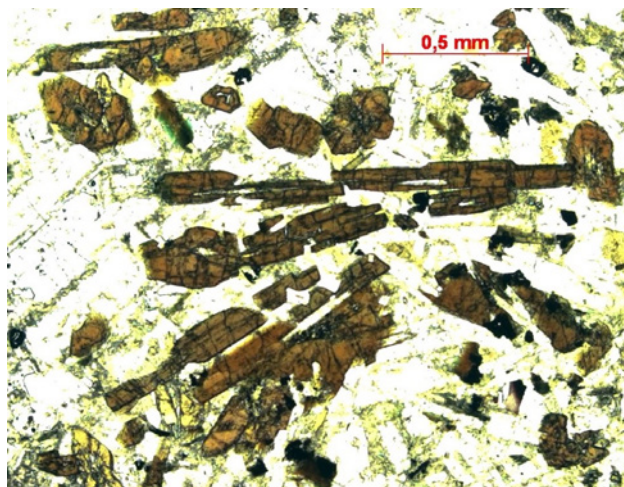
*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00490).*



**Рис. 1.** Серия крутопадающих даек керсутитовых лампрофиров (тёмные) секут оливиновые габбро-норит-долериты. Перекат на реке Бодрак. Фото М.Ю. Никитина.



**Рис. 2.** Наиболее мощная крутопадающая дайка керсутитовых лампрофиров сечёт оливиновые габбро-норит-долериты. Перекат на реке Бодрак. Фото М.Ю. Никитина



**Рис. 3.** Керсутитовые лампрофиры центральной части дайки на рисунке 2. В проходящем свете при 1 николе.



### Литература:

- Багдасарян Г.П., Лебединский В.И. Новые данные об абсолютном возрасте магматических пород Горного Крыма // Докл. АН СССР. 1967. Т. 173. С. 149–152.
- Лебединский В.И. Дифференцированная пластовая интрузия диабазов в Горном Крыму // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 11. С. 84–94.
- Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 3. С. 22–33.
- Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Савельев А.Д. Меловые и юрские интрузии Горного Крыма: первые данные U–Pb (SIMS SHRIMP)-датирования // Докл. РАН. 2017. Т. 474. № 1. С. 66–72.
- Муратов М.В. Геология Крымского полуострова. М.: Недра, 1973. 192 с.
- Никитин М.Ю., Болотов С.Н. Геологическое строение Крымского учебного полигона МГУ. М.: МГУ. Ч. 1. 2006. 135 с. Ч. 2. 2007. 110 с.
- Спиридонов Э.М. Метаморфические образования киммерид Горного Крыма // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. М.: Геос. 2018. Т. II. С. 223–227.
- Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В. Фаялитовые плагиограниты интрузива горы Капель, мезозойды Горного Крыма // Ломоносовские чтения - 2019. <https://conf.msu.ru/rus/event/5604/>
- Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Лавров О.Б., Филимонов С.В., Кривицкая Н.Н., Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Овсянников Г.Н. Петля регионального метаморфизма Л.Л. Перчука: низкоградные варианты // В кильватере большого корабля: современные проблемы магматизма, метаморфизма и геодинамики. Черноголовка, ИЭМ РАН: 2018. С. 71–72.
- Спиридонов Э.М., Фёдоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 119-134. Вып. 6. С. 102–112.

## СКАПОЛИТ КАК КОНЦЕНТРАТОР ХЛОРА В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ (2.2 МЛРД ЛЕТ) ГАББРОИДАХ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

*Степанова А.В.<sup>1</sup>, Азимов П.Я.<sup>2</sup>, Самсонов А.В.<sup>3</sup>, Бабарина И.И.<sup>3</sup>, Егорова С.В.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, [stepanov@krc.karelia.ru](mailto:stepanov@krc.karelia.ru)

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, [pavel.azimov@mail.ru](mailto:pavel.azimov@mail.ru)

<sup>3</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Хлор принимает активное участие в формировании мантийных и коровых силикатных расплавов и является важным компонентом метаморфических и рудообразующих флюидов. Круговорот хлора в земных породах регулируется, главным образом, процессами в зонах субдукции, где погружение океанических плит вызывает обогащение мантийных пород галогенами (Nanyu et al., 2019). Растворимость хлора в расплавах снижается с ростом кремнекислотности и возрастает с ростом щелочности (Webster et al., 2018). В магматических системах при дифференциации хлор ведет себя как несовместимый элемент, накапливаясь в остаточных расплавах (Thomas, Wood, 2021). В метаморфических коровых комплексах циркуляция хлора обеспечивается, главным образом, метаморфическим флюидом (Aranovich, Safonov, 2018), при этом для пород основного состава характерны более высокие концентрации хлора, чем для кислых. В метабазитах высокие концентрации хлора и формирование хлорсодержащих минеральных фаз отмечалось в высокоградных сдвиговых зонах (Kullerud, 1996).

Одним из главных минералов-концентраторов хлора является скаполит. Na–Cl скаполит (мариалит) содержит до 3 мас. % Cl и формирует непрерывный изоморфный ряд с мейонитом и сильвиалитом (Ca–CO<sub>3</sub> и Ca–SO<sub>4</sub> скаполитами). Скаполит в базитах образуется преимущественно в метаморфических и метасоматических процессах (Kullerud, 1996, Mazhari et al., 2011), при этом в породах гранулитовой фации преобладают скаполиты,



богатые Ca, а в метасоматически измененных базитах – богатые Na. Скаполиты с максимальными содержаниями Na и Cl установлены в гидротермальных системах. Известны и магматические скаполиты (Goff et al., 1982, Smith et al., 2008, Dumańska-Słowik et al., 2020).

Результаты экспериментов показывают, что скаполиты, близкие по составу к конечным членам (мариалиту и мейониту), стабильны лишь при высоких температурах, соответствующих гранулитовой фации метаморфизма, а промежуточные по составу скаполиты могут существовать при гораздо более низких температурах, отвечающих амфиболитовой и зеленосланцевой фации (Aranovich, Safonov, 2018, Almeida, Jenkins, 2017). В расплавах растворимость хлора резко снижается при уменьшении давления, так что поступление расплавов в верхнекоровые магматические камеры вызывает дегазацию и выброс Cl в атмосферу (Signorelli et al., 2001). Изучение влияния Cl на процессы кристаллизации базальтовых расплавов показало значительное снижение температур ликвидуса и резкое расширение поля стабильности клинопироксена (Filiberto et al., 2009).

Несмотря на большой объем эмпирических и экспериментальных данных, полученных в последние годы, изученность поведения хлора в магматических и метаморфических процессах остается недостаточной, его источники в континентальной коре и мантии, а также условия и время формирования высокохлорных резервуаров остаются предметом дискуссий. Свидетельством того, что уже в среднем палеопротерозое на Земле формировались соленосные бассейны, являются отложения эвапоритов с возрастом 2.2–2.0 млрд лет, вскрытые Онежской параметрической скважиной на Фенноскандинавском щите (Онежская..., 2011).

В Беломорской провинции (БП) Фенноскандинавского щита палеопротерозойские базиты внедрялись в широком интервале возрастов (2.5–2.1 млрд лет (Stepanova et al., 2021a), а затем были метаморфизованы в ходе лапландско-кольской орогении 2.0–1.8 млрд лет назад. Расположенный в центральной части БП Печной массив по результатам U–Pb датирования циркона имеет возраст 2.23 млрд лет (Stepanova et al., 2021b). Породы Печного массива прорывают крупное тело оливиновых габброноритов с возрастом 2.4 млрд лет (Суханова и др., 2021) и, благодаря положению внутри крупного жесткого блока массивных габброидов, избежали характерной для пород Беломорской провинции интенсивной тектонической и флюидной переработки. Исключение составляют северный и южный контакты массива с гнейсами, вблизи которых породы рассланцованы. Печной массив протягивается в СЗ направлении на 1 км при максимальной мощности около 400 м. Он дифференцирован от оливиновых клинопироксенитов до лейкогаббро и имеет ассиметричное внутреннее строение. В западном секущем контакте с вмещающими оливиновыми габброноритами обнажаются тонкозернистые массивные породы с зональными фенокристами Сrx. Характерной особенностью пород Печного массива является отсутствие кварца и лишь единичные находки граната – одного из типичных минералов metabазитов БП. Для базитов Печного массива обычны низкое содержание  $Al_2O_3$ , высокое –  $Na_2O$  (до 6 мас. %) и аномально высокие содержания Cl: от 2000 ppm в породах зоны закалки до 11000 ppm в лейкократовых разновидностях. Хлор в породах Печного массива ведет себя как несовместимый элемент, демонстрируя положительную корреляцию с Zr и K и отрицательную – с MgO и CaO. В отличие от богатых хлором габбро, вмещающие их габбронориты содержат лишь 10–130 ppm Cl, а его концентрации во вмещающих амфиболитах и гнейсах не превышают 150 ppm, что исключает региональный характер обогащения хлором в результате его перераспределения при метаморфизме. Максимальные концентрации хлора установлены в массивных габброидах центральной части тела. В тектонизированных метагаббро вблизи южного тектонического контакта с гнейсами концентрации хлора падают до 150 ppm, следовательно его высокие концентрации в метагаббро не связаны с переработкой пород во флюидонасыщенных сдвиговых зонах.



Отсутствие в глубоко эродированной Беломорской провинции реликтов палеопротерозойских осадочных комплексов делает крайне сомнительной контаминацию расплавов эвапоритами. Недосыщенный  $\text{SiO}_2$  характер расплавов исключает их обогащение хлором за счет интенсивной контаминации кислыми породами континентальной коры. Все это позволяет предполагать, что богатые хлором габброиды Печного массива кристаллизовались из богатого хлором расплава на значительной глубине, ниже уровня дегазации.

Главными минералами-концентраторами Cl в Печном массиве являются Na–Cl скаполит, амфибол паргаситового состава, биотит и апатит. Рост концентраций хлора в лейкократовых разновидностях обусловлен высоким содержанием скаполита с содержанием Cl до 0.95 ф.к. Хотя скаполит является обычным продуктом метаморфической и метасоматической переработки плагиоклаза (Kullerud, 1996), в породах Печного массива не проявлены типичные для такой переработки реакционные соотношения, такие, как реликты плагиоклаза в скаполите и коррозионные границы. Напротив, в массивных кумулятивных меланократовых габбро реликтовый магматический плагиоклаз содержит включения мариалита, а соотношения анортитового минала в плагиоклазе и мариалитового – в скаполите свидетельствуют о равновесности плагиоклаза и скаполита.

Имеющиеся данные свидетельствуют о первичной природе хлора в расплавах и о магматической природе скаполита в породах Печного массива. Обогащение расплавов могло быть обусловлено плавлением субдукционно обогащенной субконтинентальной литосферной мантии, что определило не только обогащение Cl, но и субщелочной характер расплавов.

#### Литература:

- Онежская палеопротерозойская структура. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2011. 431 с.
- Суханова М.А., Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Котов, А.Б., Азимов П.Я. U-Pb геохронологические исследования метаморфизованных габброидов центральной части Беломорской провинции//Тезисы XIII Петрографического совещания. Иркутск: ГЕОХИ СО РАН, 2021.
- Almeida K.M.F., Jenkins D.M. Stability field of the Cl-rich scapolite marialite // *Am. Mineral.* 2017. V. 102. № 12. P. 2484–2493.
- Aranovich L., Safonov O. Halogens in high-grade metamorphism // *The Role of Halogens in Terrestrial and Extraterrestrial Geochemical Processes*. Springer, 2018. P. 713–757.
- Dumańska-Słowik M., Powolny T., Khac G.N. et al. Petrogenesis of scapolite-rich gabbro from the alkaline Cho Don complex in north-eastern Vietnam – mineralogical and geochemical implications // *Lithos*. 2020. V. 374–375. Article 105703.
- Filiberto J., Treiman A.H. The effect of chlorine on the liquidus of basalt: First results and implications for basalt genesis on Mars and Earth // *Chem. Geol.* 2009. V. 263. № 1–4. P. 60–68.
- Goff F., Arney B.H., Eddy A.C. Scapolite phenocrysts in a latite dome, northwest Arizona, U.S.A. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 60. № 1. P. 86–92.
- Hanyu T., Shimizu K., Ushikubo T., et al. Tiny droplets of ocean island basalts unveil Earth's deep chlorine cycle // *Nat. Commun.* 2019. V. 10. № 1. P. 4–10.
- Kullerud K. Chlorine-rich amphiboles; interplay between amphibole composition and an evolving fluid // *European Journal of Mineralogy*. 1996. V. 8. № 2. P. 355–370.
- Mazhari S.A., Amini S., Ghalamghash J., Bea F. Metasomatic stages and scapolitization effects on chemical composition of Pasveh pluton, NW Iran // *J. Earth Sci.* 2011. V. 22. № 5. P. 619–631.
- Signorelli S., Carroll M.R. Experimental constraints on the origin of chlorine emissions at the Soutfrrière Hills volcano, Montserrat // *Bull. Volcanol.* 2001. V. 62. № 6–7. P. 431–440.
- Smith G.C., Holness M.B., Bunbury J. M. Interstitial magmatic scapolite in glass-bearing crystalline nodules from the Kula Volcanic Province, Western Turkey // *Mineral. Mag.* 2008. V. 72. № 6. P. 1243–1259.



Stepanova A.V., Stepanov V.S., Larionov A.N. et al. Relicts of Palaeoproterozoic LIPs in the Belomorian province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2021a. V. 518. In press.

Stepanova A.V., Azimov P., Samsonov A.V. et al. Paleoproterozoic ca. 2.2 Ga high-Cl metagabbro in the Belomorian province, Eastern Fennoscandia: age, origin of melts and tectonic implications // Lithos. 2021b. In press

Thomas R.W., Wood B.J. The chemical behaviour of chlorine in silicate melts // Geochim. Cosmochim. Acta. 2021. V. 294. P. 28–42.

Webster J.D., Baker D.R., Aiuppa A. Halogens in mafic and intermediate-silica content magmas. // The Role of Halogens in Terrestrial and Extraterrestrial Geochemical Processes. Springer, 2018. P. 307–430.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КОЛЬСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

*Стифеева М.В.<sup>1</sup>, Сальникова Е.Б.<sup>1</sup>, Носова А.А.<sup>2</sup>*

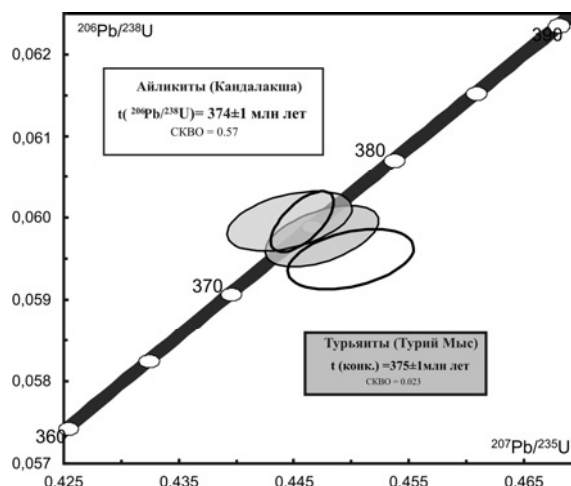
<sup>1</sup>*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,  
stifeeva.maria@yandex.ru*

<sup>2</sup>*Институт геологии рудных месторождения, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва,  
Россия.*

В пределах северо-восточной части Балтийского щита расположена одна из крупнейших магматических провинций мира – Кольская щелочная провинция. Определение длительности формирования столь обширного магматического ареала является актуальной задачей современных геологических и геохронологических исследований.

Представлены результаты U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований Ca-Fe гранатов из пород щелочно-ультраосновной и щелочно-карбонатитовой серий интрузивных образований Турьего полуострова.

Щелочной комплекс Турий Мыс расположен на одноимённом полуострове Кандалакшского залива Белого моря. Он представлен несколькими зональными массивами, сложенными щелочно-ультраосновными породами, и многочисленными дайками различного состава (Арзамасцев и др. 2009; Арзамасцев и др., 2014). Среди пород щелочно-ультраосновной серии комплекса Турий Мыс встречаются уникальные образования нефелин-мелилитового состава – турьяиты. Главными минералами этих пород являются нефелин, мелилит и пироксен, которые образуют равновесную ассоциацию. Акцессорная минерализация представлена магнетитом, апатитом и гранатом (Афанасьев, 2011). Состав граната соответствует ряду моримотоит-керимасит-шорломит с постоянным присутствием андрадитового компонента. Помимо высокого содержания Zr ( $ZrO_2$  до 11.6 вес. %), в составе граната также присутствует Nb ( $Nb_2O_3$  до 2.6 вес. %). В зёрнах граната отмечается химическая зональность, выраженная в изменении содержания Ti и Fe в пределах зёрен. В центральных частях зёрен наблюдается присутствие включений пироксена диопсид-геденбергит-эгиринового состава и редких мелких зёрен апатита, сфена и перовскита. Гранат из турьяитов характеризуется высоким содержанием U (25.4–38.5 мкг/г) и незначительным количеством обыкновенного свинца ( $Pbc/Pbt = 0.35–0.46$ ). Точки изотопного состава граната из турьяитов комплекса Турий Мыс расположены на конкордии (рис. 1), их конкордантный возраст соответствует  $375 \pm 1$  млн лет (СКВО = 0.02; вероятность – 88%). Следует отметить, что содержание урана в гранате из турьяитов в несколько раз выше, чем в гранатах других массивов Кольской провинции (Стифеева и др., 2020).



**Рис. 1** Диаграмма с конкордией для гранатов из турьяитов комплекса Турий Мыс и айликитов Кандалакшского залива.

На завершающем этапе формирования массивов Кольской щелочной провинции происходило внедрение пород карбонатного состава. Зачастую они представляют собой жильные тела, которые прорывают более ранние породы или образуют отдельные рои, находящиеся на некотором отдалении от щелочно-ультраосновных массивов. В районе Кандалакшского залива отмечаются многочисленные группы даек карбонатно-силикатного состава (Арзамасцев и др., 2009). Гранат встречается в минеральной ассоциации айликитов. Зёрна граната имеют химическую зональность, выраженную в уменьшении содержания Ti и Zr и увеличении Fe от центральных участков к краю. Также в центральных частях зёрен отмечается присутствие включений пироксена диопсид-геденбергит-эгиринового состава и редкие включения перовскита. Состав граната соответствует ряду андрадит-моримотоит-шорломит, характерна примесь Nb ( $\text{Nb}_2\text{O}_3$  до 3.5 вес. %). Содержание урана в изученных гранатах достигает 44.89 мкг/г. Доля обыкновенного свинца невысокая ( $\text{Pbc/Pbt} = 0.19\text{--}0.45$ ). Гранат из айликитов характеризуется конкордантным возрастом ( $375 \pm 2$  млн лет,  $\text{СКВО} = 1.6$ ) или незначительно дискордантен (рис. 1). Среднее значение возраста, рассчитанное по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , составляет  $374 \pm 1$  млн лет ( $\text{СКВО} = 0.57$ ).

Полученные оценки возраста гранатов из турьяитов комплекса Турий Мыс ( $375 \pm 1$  млн лет) и айликитов Кандалакшского залива ( $374 \pm 1$  млн лет) согласуются с результатами геохронологических исследований гранатов из различных пород щелочно-ультраосновных массивов Кольской щелочной провинции (Сальникова и др., 2018; Стифеева и др., 2020).

*Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 19-17-00024.*

#### Литература:

- Арзамасцев А.А., Фу-Ян Ву U-Pb геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 496–515.
- Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб: "Наука". 2009. 383 с.
- Афанасьев Б.В. Минеральные ресурсы щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. СПб: "Роза ветров". 2011. 224 с.
- Сальникова Е.Б., Стифеева М.В., Шахмурадян А.Р., Глебовицкий В.А., Регир Е.П. U-Pb-систематика шорломита из кальцит-амфибол-пироксеновых пегматитов массива Африканда (Кольский полуостров) // ДАН. 2018. Т. 478. № 4. С. 443–446.
- Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Арзамасцев А.А., Котов А.Б., Гроздев В.Ю. Кальциевые гранаты как источник геохронологической информации о возрасте щелочно-ультраосновных интрузий Кольской магматической провинции // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 1–13.



## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО U-Rb ИЗОТОПНОМУ ВОЗРАСТУ (SHRIMP II) ГРАНИТОИДОВ ВЕРХНЕАМУРСКОГО И БУРИНДИНСКОГО ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ УМЛЕКАНО-ОГОДЖИНСКОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ АМУРСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА

*Стриха В.Е.<sup>1,2</sup>, Шупилко Е.В.<sup>1</sup>, Юрченко Ю.Ю.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, vasilii\_strikha@vsegei.ru*

<sup>2</sup>*Амурский государственный университет, Благовещенск, Россия*

В ходе проведения ГДП-200 в пределах листа N-52-XIX в западной части Умлекано-Огоджинской вулканоплутонической зоны были получены новые данные по U-Rb изотопному возрасту (SHRIMP II) гранитоидов верхнеамурского и буриндинского плутонических комплексов.

Верхнеамурский комплекс впервые был выделен Ю.М.Логиновым в 1961 году на стадии геологического картирования масштаба 1:200000 первого поколения и объединял многофазные плутоны габбро-гранитового состава раннемелового возраста в пределах Умлеканского вулканоплутонического ареала [11]. Впоследствии, при проведении крупномасштабных геолого-съёмочных работ И.П.Вольская и А.С.Вольский [4] выделили из состава верхнеамурского более молодой буриндинский комплекс, а А.В. Евласьев – магдагачинский, в состав которого были объединены умереннощелочные граниты бассейна р. Магдагачи [11], являющиеся, по его мнению, наиболее древним (позднеюрским) из позднемезозойских плутонических пород Гонжинского выступа докембрия расположенного в северо-восточной части раннепалеозойского Аргунского орогенного пояса Центрально-Азиатского подвижного пояса [6].

Вопрос о времени формирования и объемах верхнеамурского и буриндинского комплексов до сих пор являются дискуссионными.

В легенде Зейской серии листов ГДП-200 верхнеамурский гранит-гранодиоритовый комплекс рассматривался в качестве позднеюрского, но более молодого по отношению к магдагачинскому комплексу, имеющим в составе 5 фаз – от габбро первой фазы до аляскитов пятой. Буриндинский монцодиорит-гранодиоритовый комплекс, также в составе пяти фаз, от габброидов и диоритов первой фазы до умереннощелочных гранитов и аляскитов пятой, по времени формирования рассматривался как аптский раннего мела. При производстве ГДП-200 второго поколения (листы N-51-XXIII, -XXIV, -XXIX, -XXX), а в последствии при составлении ГК-1000/3 листа N-51 [12] и N-52 [13] возраст верхнеамурского комплекса принимается как валанжин-готеривский раннего мела, а для буриндинского - барремский на основании K-Ar и Ar/Ar датировок [7, 8]. Исследования Rb-Sr и K-Ar изотопных систем в породах верхнеамурского и буриндинского комплексов при проведении работ по совершенствованию серийных легенд также не позволили однозначно решить вопрос о времени их формирования [15].

При этом, вопрос о взаимоотношениях буриндинского плутонического комплекса и вулканитов талданской свиты является также дискуссионным. Если при выделении буриндинского комплекса считалось, что образования комплекса прорывают вулканиты талданской свиты, либо синхронны их формированию, то по результатам ГДП-200 в петротипической местности было принято мнение о налегании налегания барремских вулканитов талданской свиты на породы буриндинского комплекса [7, 8, 5, 12]. Аналогичной оценки возраста и последовательности формирования рассматриваемых образований в пределах западной части Умлекано-Огоджинской зоны придерживается А.А. Сорокин с соавторами [14]. При составлении листа ГК-1000/3 листа N-52 [13] был принят более

молодой возраст становления буриндинского плутонического комплекса по отношению к талданскому вулканическому.

Для решения вопроса о времени формирования верхнеамурского и буриндинского комплексов в петротипической местности выполнены U–Pb геохронологические (SHRIMP II) исследования цирконов из гранитоидов Ольгинского, Тындаканского, Джугджонского массивов развитых в восточном обрамлении Гонжинского выступа, результаты которых представлены в настоящей работе.

Ольгинский массив площадью более 1000 км<sup>2</sup>, ранее рассматривался как один из типичных представителей верхнеамурского комплекса [11, 8, 13]. В его строении преобладают гранодиориты 2 фазы, в меньшей мере развиты диориты, кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты 1 фазы и граниты 3 фазы.

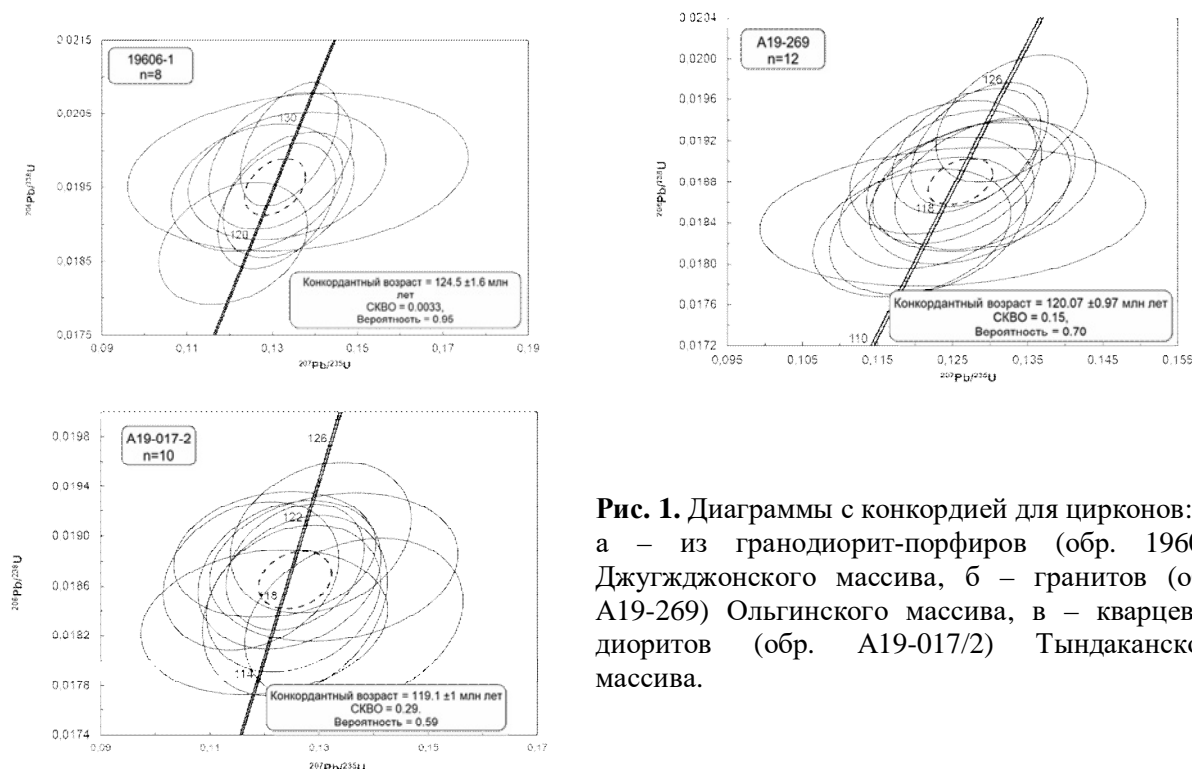
Тындаканский массив, в строении которого преобладают кварцевые диориты и диориты, приурочен к восточному обрамлению Гонжинского выступа и расположен к северу от Ольгинского массива, имеет с ним тектонические взаимоотношения и является, фактически, фрагментом Ольгинского массива. Ранее рассматривался как самостоятельный массив под названием Тындинский II раннепротерозойского возраста [11]. На листе N-52 был отнесен к верхнеамурского комплексу.

Джугджонский массив расположен к востоку от Ольгинского гранитоидного массива, имеет небольшую площадь (около 10 км<sup>2</sup>), сложен гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами, ранее рассматривался в составе магдагачинского комплекса [13].

Для гранодиорит-порфиров Джугджонского массива установлен U–Pb изотопный возраст (обр. 19-606-1) в  $124,5 \pm 1,6$  млн лет, СКВО = 0,0033, вероятность 0,95 (по 8 точкам) (рис. 1 а).

Граниты Ольгинского массива имеют U–Pb изотопный возраст (обр. 19-269) в  $120 \pm 0,97$  млн лет, СКВО = 0,15, вероятность 0,70 (по 12 точкам) (рис. 1 б).

Для кварцевых диоритов Тындаканского массива U–Pb изотопный возраст (обр. A19-017/2) составляет  $119,1 \pm 1$  млн лет, СКВО = 0,29, вероятность 0,59 (по 10 точкам) (рис. 1. в).



**Рис. 1.** Диаграммы с конкордией для цирконов: а – из гранодиорит-порфиров (обр. 19606) Джугджонского массива, б – гранитов (обр. A19-269) Ольгинского массива, в – кварцевых диоритов (обр. A19-017/2) Тындаканского массива.





U-Pb датировка гранодиорит-порфиров Джугджонского массива коррелируются с данными геохронологических исследований интрузивных массивов Умлекано-Огоджинской вулканоплутонической зоны, Верхнеамурского и Станового магматических поясов.

В пределах Арбинского полихронного массива Умлекано-Огоджинской зоны, расположенного в верховьях р. Арби, левого притока р. Тынды, на границе листов N-52-XIX и N-52-XIII, для кварцевых диоритов (обр. 491-1) U-Pb методом по цирконам установлен возраст в  $127,1 \pm 2,3$  млн. лет, СКВО = 1,2 (по 10 точкам) (Агафоненко и др., 2016). Аналогичный изотопный возраст имеют также диориты небольшого тела, расположенного на правом берегу р. Нинни лист N-52-XXI (обр. 376-9) –  $127 \pm 3$  млн лет (SHRIMP II) [1].

Для рассланцованных кварцевых диоритов Бекетского массива, расположенного к западу от Ольгинского гранитоидного массива в верховьях рек Бекет и Чалая, урансвинцовым классическим методом установлен изотопный возраст в  $124 \pm 1$  млн лет [9]. Бекетский массив является петротипом бекетского комплекса, который рассматривался ранее в качестве одного из реперных раннепротерозойских магматических комплексов Амурского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. В состав комплекса, кроме Бекетского массива (площадь  $160 \text{ км}^2$ ), входит и Верхнегонжинский (площадь  $140 \text{ км}^2$ ), а также многочисленные мелкие штокообразные (до  $0,5 \text{ км}^2$ ) и жильные тела. В составе комплекса преобладают рассланцованные кварцевые диориты, реже отмечаются рассланцованные диориты и гранодиориты [9].

Таким образом, интрузивные тела в составе которых участвуют породы ряда диориты – кварцевые диориты – гранодиориты с изотопным возрастом в 124–127 млн лет, соответствующий барремскому веку раннего мела, широко развиты в пределах Умлекано-Огоджинской вулканоплутонической зоны.

Как показывают результаты геологического изучения последних лет, в пределах Селенгино-Станового и Станового супертеррейнов также широко развиты аналогичные по составу гранитоидные массивы, сформированные в диапазоне 124–127 млн лет.

На границе Селенгино-Станового и Монголо-Охотского орогенных поясов расположен Джалиндинский массив Верхнеамурского магматического пояса, являющийся сшивающим для этих двух структур. К массиву приурочено Кировское золоторудное месторождение. В составе массива участвуют преобладающие кварцевые монцодиориты и кварцевые диориты, а также гранодиориты. Для гранодиоритов массива ГДП-200 U-Pb методом по цирконам (SHRIMP II) определен изотопный возраст в  $125 \pm 2$  млн лет, СКВО = 0,57, (по 9 точкам) [10], методом LA ICP MS –  $125,44 \pm 0,69$  млн лет, СКВО = 0,96, (по 15 точкам) [3].

В пределах Станового магматического пояса широко развиты массивы тындинско-бакаранского комплекса (Тукаланский, Дулишманский, Средне-Ларбинский), в строении которых в качестве 1 и 2 фаз картируются породы умеренной щелочности и нормальной щелочности – монцодиориты, кварцевые монцодиориты, гранодиориты и связанные с ними дайки гранодиорит-порфиров, граносиенит-порфиров с достоверными U-Pb датировками (SHRIMP II, по 7–10 точкам) изотопного возраста в диапазоне  $124,3 \pm 1,6$ – $127,6 \pm 1$  (материалы ГДП-200, лист N-51-IV).

Полученные датировки для пород Ольгинского и Тындаканского массивов хорошо согласуются с данными геохронологических исследований полихронного Арбинского и Елнинского массивов Умлекано-Огоджинской вулканоплутонической зоны. Для гранодиоритов Арбинского массива получен возраст U-Pb методом по цирконам (SHRIMP II) в  $117 \pm 1,8$ , СКВО=0,024 млн. лет, (по 10 точкам) [2]. В ходе проведения ГДП-200 листа N-52-XXI, XXVII для Елнинского массива буриндинского комплекса были получены достоверные U-Pb датировки (SHRIMP II, по 8-10 точкам) для кварцевых диоритов  $117,8 \pm 2,6$ – $118,6 \pm 1$  млн лет, для гранодиоритов –  $113,9 \pm 1,9$  млн лет. [16, 1]. Геохронологические исследования изотопного возраста пород Ольгинского и Тындаканского



массивов позволяют рассматривать их в составе буриндинского комплекса, возраст пород которого в целом указывают на его становление в течение аптского века раннего мела (113–120 млн лет), что соответствует легенде Зейской серии листов масштаба 1:200000.

Анализ геохронологических данных, полученных в процессе ГДП-200 листов N-51-XXIII, -XXIV, -XXIX, -XXX показал, что в основу оценки возраста пород верхнеамурского комплекса были положены результаты K-Ar, Ar/Ar датировок и полностью исключены данные Rb-Sr изохрон. Так для минералов и валовых проб гранодиоритов первой фазы и гранитов, плагиогранитов и гранодиоритов второй фазы Игакского и Талалинского батолитов получена совместная Rb-Sr изохрона с радиометрическим значением  $118,2 \pm 2,6$  млн лет [8]. Оценка возраста гранитоидов Талалинского массива Rb-Sr методом подтверждается Ar/Ar методом, согласно которому возраст кристаллизации пород составляет  $117 \pm 2$  млн лет [14]. По данным С.К. Козырева, в пределах листа N-51-XXIII (район ж/д разъезда Халасутай) по породообразующим минералам для кварцевых монцонитов и монцодиоритов первой фазы Джиктандинского массива буриндинского комплекса А.С. Вольским в 1996 г. (по материалам предшественников) получен изохронный Rb-Sr радиологический возраст в  $117,2 \pm 1,5$  млн лет. Такая оценка возраста пород подтверждаются Ar/Ar датировкой умереннощелочных гранитов 3 фазы Джиктандинского массива Ar/Ar методом в  $119 \pm 2$  млн лет [14].

Эти данные позволяют пересмотреть объем и изотопный возраст верхнеамурского комплекса в районе Гонжинского выступа. Большинство гранитоидных массивов, ранее включенных в состав верхнеамурского комплекса – Ольгинский, Джиктандинский, Талалинский, Игакский и др., сформировались в аптском веке раннего мела в возрастном диапазоне 120–113 млн лет, что позволяет рассматривать их в составе буриндинского плутонического комплекса Умлекано-Огоджинской вулcano-плутонической зоны.

Таким образом, в пределах листа N-52-XIX выделяются массивы диорит-гранодиорит-гранитового состава двух возрастных уровней – барремского и аптского, между которыми формировались умереннощелочные граниты магдагачинского комплекса в диапазоне 125–120 млн лет. При производстве ГДП-200 листа N-52-XIX для умереннощелочных гранитов (монцогранитов) петротипического Магдагачинского массива установлен U-Pb изотопный возраст в  $123,4 \pm 2,1$  млн лет, СКВО = 0,19, вероятность 0,66 (по 5 точкам), а гранит-порфиры Буякского массива –  $123 \pm 1,3$  млн лет, СКВО = 1,2, вероятность 0,27 (по 7 точкам). Учитывая представления геологов о выделении двух близких по вещественному составу, но различных по возрасту габбро-гранитовых комплексов, представляется что интрузивные образования барремского века раннего мела следует объединять в составе верхнеамурского комплекса, в связи с чем необходимо внесение изменений в серийную легенду Зейской и Становой серий листов масштаба 1:200 000.

Проведенные исследования позволяют пересмотреть эволюцию позднемезозойского гранитоидного магматизма и выделить в пределах Умлекано-Огоджинской зоны барремский диорит-гранодиоритовый верхнеамурский комплекс, баррем-аптский магдагачинский комплекс умереннощелочных гранитов и аптский буриндинский габбро-гранитовый комплекс. Таким образом, результаты геохронологических исследований плутонических пород Умлекано-Огоджинского вулcano-плутонической зоны Большехинганского магматического пояса, позволили уточнить основные возрастные эпохи в истории его формирования, имеющие принципиальное значение для решения вопросов геологии, тектоники и металлогении юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона.

*Исследование проводилось в рамках объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ» «Проведение в 2019-2021 году региональных геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000 на группу листов в пределах ДФО (Южные районы)». (Гос. задание Роснедра № 049-00013-19-00 от 28.12.2018*



г. Гос. задание федерального агентства по недропользованию № 049-00017-20-04 от 26.12.2019 г., в редакции № 049-00017-20-06 от 13.10.2020 г.)

### Литература:

1. Агафоненко С.Г., Ипатенкова В.Н., Беликов С.Н. и др., Отчет о результатах выполненных работ по объекту «ГДП-200 листа N-52-XXVII (Елнинская площадь)». Благовещенск: ОАО «Амургеология», 2014. 3 кн. 368 л.
2. Агафоненко С. Г., Яшнов А. Л., Козак З. П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Становая. Лист N-52-ХІІІ. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ». 2016. Стр. 111.
3. Вах А.С., Авченко О.В., Горячев Н.А. и др. Новые изотопные U–Pb данные о возрасте метаморфических пород восточной оконечности Селенгино-Витимского орогенного пояса // Доклады РАН. 2013. том 450. № 4. с. 432–439.
4. Вольская И. П., Вольский А. С. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в бассейнах рек Уркан, Б.Тында, Арби, Буринда на территории листов N51-71-Г, б, г, 72-В-Г, 82-В-Г, 83-А-в, Б-б, в, г, 83-В, Г. Т. 1, 2 и 3. Амурский ТГФ, 1978.
5. Волкова Ю. Р., Игнатенко Н. Н., Попов М. А. и др. Гос. карта РФ масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Зейская. Лист N-51-XXX. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016.
6. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
7. Козырев С. К., Волкова Ю. Р., Игнатенко Н. Н. и др. Гос. карта РФ масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Зейская. Листы N-51-XXIII, N-51-XXIX. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016а. Стр.112.
8. Козырев С. К., Волкова Ю. Р., Игнатенко Н. Н. и др. Гос. карта РФ масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Зейская. Лист N-51-XXIV. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016б. Стр.113.
9. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Беляков Т.В., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Мезозойский возраст гранитоидов Бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады Академии наук. 2009. Т.429. №.6. С. 779–783.
10. Кошеленко В.В., С. А. Мавринская, А. А. Колесников и др.; Гос. геол. карта РФ масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Становая. Лист N-51-XVII (Соловьевск). Объяснительная записка – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. – 1 опт. диск (DVD-ROM) (213 Мб).
11. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьев В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области (Отчет по теме № 330 за 1987-1990 гг.). Хабаровск. ПГО "Дальгеология". 1990. 250 с.
12. Петрук Н.Н., Шилова М.Н., Козлов С.А., Новченко С.А. Гос. геол. карта РФ (третье поколение). Дальневосточная серия. Масштаб 1:1 000 000. Лист N-51 (Сковородино). Объяснительная записка. С-Пб, 2009.
13. Сержников А.Н., Волкова Ю.Р., Яшнов А.Л. и др. Гос. геол. карта РФ (третье поколение). Дальневосточная серия. Масштаб 1:1 000 000. Лист N-52 (Зея). Объяснительная записка. С-Пб, 2007. 282 с.
14. Сорокин А.А., Котов А.Б., Пономарчук В.А. и др. Аптские бимодальные вулканические ассоциации и гранитоиды северной окраины Амурского микроконтинента: возраст, источники и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 74-93.
15. Стриха, В.Е. Позднемезозойские гранитоиды запада Умлекано-Огоджинской вулканоплутонической зоны Верхнего Приамурья: новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Литосфера. 2005. № 2. С. 135–151.
16. Стриха В.Е., Агафоненко С.Г. Елнинский массив Буриндинского комплекса Умлекано-Огоджинской вулканоплутонической зоны Верхнего Приамурья: новые геохронологические, геохимические и изотопно-геохимические данные // Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2014. Вып. 23. № 1. С. 151–167.



## РАННЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГАББРО-ТОНАЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АРГУНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА: НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

*Стриха В.Е.<sup>1,2</sup>, Шупило Е.В.<sup>1</sup>, Юрченко Ю.Ю.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, vasilyi\_strikha@vsegei.ru*

<sup>2</sup>*Амурский государственный университет, Благовещенск, Россия*

В ходе проведения ГДП-200 в пределах листов N-52-XIX получены новые данные по U-Pb изотопному возрасту (SHRIMP-II) габброидов западного блока Пиканского массива и диоритов Бургуликанского массивов, приуроченных к зоне Южно-Тукурингского разлома, разделяющего структуры раннепалеозойского Аргунского и позднемезозойского Монголо-Охотского орогенных поясов [1]. Северо-восточная часть Аргунского супертеррейна представлена Мамынским террейном, фрагментом палеозойской окраинно-континентальной магматической дуги. В пределах Амура-Охотским звена Монголо-Охотского орогенного пояса к северу от Южно-Тукурингского разлома развиты преимущественно океанические образования Тукурингра-Джагдинского террейна, фрагмент палеозойской аккреционной призмы.

Пиканский массив представляет собой тектоническую пластину, субширотного простирания общей протяженностью около 150 км, при ширине от 5 до 20 км, в составе которой преобладают габброиды. В связи с широким проявлением блоковой тектоники, строение интрузива сложное. Поперечными и продольными разломами он развит на серию блоков. В его строении можно выделить три крупных блока – Западный, Центральный и Восточный. Изучался Западный и Центральный блоки. Строение массива не однородно, преобладают полосчатые средне-крупнозернистые габбро, габбродиориты и диориты спорадически фациально переходящих в меланократовые роговообманковые диориты и габбродиориты. Бургуликанский диоритовый массив слагает трещинное тело вдоль южного контакта Центрального блока. Протяженность его составляет около 20 км при ширине от 2 до 5 км.

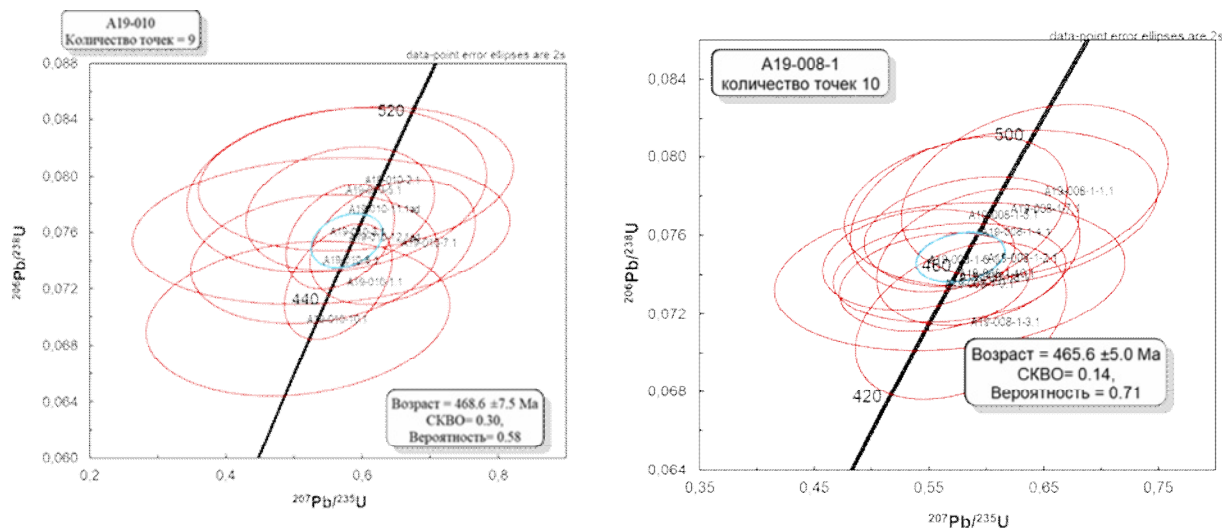
В составе массивов выделяется три фазы внедрения. Первая фаза представлена габбро, габбродиоритами, меланократовыми габбро, роговообманковыми габбро, диоритами, горнблендитами Западного блока Пиканского массива. Вторая фаза сложена диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами преимущественно развитыми в пределах Бургуликанского массива. Третья фаза представлена дайками плагиогранитов и тоналитов. Наиболее широкое распространение имеют породы первой фазы.

Пиканский массив является петротипическим для одноименного плагиогранит-габбрового плутонического комплекса, возраст становления и геодинамические условия формирования которого является дискуссионным. Согласно серийным легендам как для листов масштаба 1:200 000, так и масштаба 1:1 000 000, возраст пиканского комплекса оценивается как средне и позднепалеозойский. Массивы пиканского комплекса рассматриваются в качестве тектонических фрагментов офиолитовой ассоциации в составе Тукурингра-Джагдинского террейна [1].

Для роговообманковых метагаббро Западного блока Пиканского массива U-Pb изотопный возраст по цирконам составляет  $468,6 \pm 7,5$  СКВО = 0,3 вероятность 0,58 (по 9 точкам), а для меланоидиоритов Бургуликанского массива –  $465 \pm 5$  млн. лет, СКВО = 0,14, вероятность 0,71 (по 10 точкам) (рис. 1).

Таким образом, геохронологические исследования изотопного возраста пород Пиканского и Бургуликанского массивов указывают на среднеордовикский возраст их становления, а не в средне или позднепалеозойское время, как это предполагалось ранее и

принято в практике геолого-съёмочных работ. В связи с этим требуется внести изменения в серийные легенды с выделением нового среднеордовикского габбро-тоналитового plutонического комплекса.



**Рис. 1.** Диаграммы с конкордией для цирконов: а – роговообманковых метагаббро (обр. А19-010) Пиканского массива, б – роговообманковых меланодиоритов (обр. А19-008/1) Бурудинского массива

По химическому составу породы габбро-тоналитовой ассоциации характеризуются как преимущественно магнезиальные, обладающие высокой глиноземистостью, нормальной щелочности, преобладанием натрия над калием и принадлежностью к умереннокалиевой серии.

По сравнению с хондритом в породах отмечаются повышенные в 50-100 раз содержания редкоземельных элементов, при этом наблюдается превышение легких РЗЭ относительно тяжелых ( $La/Yb=7-18$ ) и отсутствие европиевой аномалии ( $Eu/Eu^*=0,78-1,19$ ).

По содержанию элементов-примесей породы габбро-тоналитовой ассоциации в целом по отношению к базальтам N-MORB типа характеризуются обогащенностью крупноионными литофилами (Ba, Rb, Cs, K, Sr, P, LREE) и обедненностью высокозарядными элементами (Hf, Zr, HREE), что в целом указывает на их субдукционную природу и позволяет предполагать их формирования в условиях раннепалеозойской окраинно-континентальной магматической дуги.

Данные о возрасте, вещественному составу и петрогеохимическим особенностям габброидов Западного блока Пиканского массива, пород среднего и умереннокислого состава Бургуликанского массива коррелируются с данными по габбро-тоналитовой ассоциации Центрального блока Пиканской интрузии, для которой также предполагается формирование в обстановке активной континентальной окраины [2].

В пределах Аргунского и Южномонгольско-Хинганского супертеррейнов широко развиты ордовикские (U-Pb датировки по цирконам) габброидные и гранитоидные массивы, для которых предполагается формирование в условиях активной континентальной окраины, при этом раннеордовикский магматизм связывается с субдукцией океанической пластины Хэйхэ-Ксилинхот под блок Эргуна-Хинган, в то время как среднеордовикские габброиды и граниты, вероятнее всего, были сформированы в рифтогенной обстановке, в тыловых частях



зоны субдукции [3]. Эти данные позволяют предполагать принадлежность Пиканского и Бургуликанского массивов среднеордовикской габбро-тоналитовой ассоциации к Аргунскому супертеррейну, а не рассматривать его в качестве образований Тукурингра-Джагдинского террейна Амуро-Охотским звена Монголо-Охотского орогенного пояса.

*Исследование проводилось в рамках объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ» «Проведение в 2019-2021 году региональных геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000 на группу листов в пределах Дальневосточного ФО (Южные районы)». (Государственное задание Роснедра № 049-00013-19-00 от 28.12.2018 г. Государственное задание федерального агентства по недропользованию № 049-00017-20-04 от 26.12.2019 г., в редакции № 049-00017-20-06 от 13.10.2020 г.)*

#### **Литература:**

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Раннепалеозойские габбро-гранитоидные ассоциации восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса (Приамурье): Возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т.15. № 3. С. 3–21.
3. Jun Gou, Deyou Sun, Anqi Mao, Dongguang Yang and Zongyuan Tang. Geochronology and geochemistry of Ordovician plutons in the Erguna Block (NE China): further insights into the tectonic evolution of the Xing'an–Mongolia Orogenic Belt. *International Geology Review*. 2018. <https://doi.org/10.1080/00206814.2018.1479890>

## **СРЕДНЕТРИАСОВЫЙ УЛЬКУКТИНСКИЙ ПЛУТОНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС МАМЫНСКОГО ТЕРРЕЙНА АРГУНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ**

***Стриха В.Е.<sup>1,2</sup>, Шупило Е.В.<sup>1</sup>, Юрченко Ю.Ю.<sup>1</sup>***

*<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, [vasiliy\\_strikha@vsegei.ru](mailto:vasilyi_strikha@vsegei.ru)*

*<sup>2</sup>Амурский государственный университет, Благовещенск, Россия*

В ходе проведения ГДП-200 в пределах листа N-52-XIX получены новые данные по U-Pb изотопному возрасту (SHRIMP-II) умереннощелочных лейкогранитов Улькуктинского массива, приуроченного к зоне Южно-Тукурингского разлома, разделяющего структуры раннепалеозойского Аргунского и позднемезозойского Монголо-Охотского орогенных поясов [1]. Северо-восточная часть Аргунского супертеррейна представлена Мамынским террейном, фрагментом палеозойской окраинно-континентальной магматической дуги. В пределах Амуро-Охотским звена Монголо-Охотского орогенного пояса к северу от Южно-Тукурингского разлома развиты преимущественно океанические образования Тукурингра-Джагдинского террейна, фрагмент палеозойской аккреционной призмы.

Возраст, геологическое положение и геодинамическая обстановка формирования Улькуктинского массива носят дискуссионный характер. Ранее Улькуктинский массив рассматривался в составе завершающей фазы раннепротерозойского магматизма Гонжинского выступа Мамынского террейна [2]. По данным ГГК-1000/3 листа N-51 массив относился к одной из фаз позднепалеозойского пиканского плагиогранит-габбрового комплекса, который рассматривается в качестве образований Монголо-Охотского орогенного пояса. Улькуктинский комплекс выделен впервые по результатам ГДП-200 листа N-52-XIII и в качестве петротипа комплекса рассматривался одноименный массив [3]. Для



пород массива по цирконам U-Pb методом (SHRIMP II) получена среднетриасовая датировка в  $245,5 \pm 2,5$  млн. лет, СКВО = 0,19 (по 9 точкам). Однако, в итоге, с долей условности автором был принят позднепермский возраст улькуктинского комплекса.

Улькуктинский массив площадью около  $35 \text{ км}^2$  расположен в верховьях ручьев Улькукти и Средние Бургули. Форма массива в целом куполовидная, с овальными очертаниями, осложненная с юга и востока разломами. Массив является кокнкордантным по отношению к структурам вмещающих пород. В строении массива участвуют мелко-среднезернистые умереннощелочные лейкограниты массивной и полосчатой текстуры в зоне эндоконтакта переходящими в мелкозернистые массивные и гнейсовидные разности. Умереннощелочные граниты с ороговикованием прорывают отложения тындыканской толщи условно среднепалеозойского возраста Тукурингрского террейна [3]. С габброидами Западного блока Пиканского массива отмечаются тектонические контакты. Падение контакта в сторону пород рамы пологое в южной и юго-западной части (10-30 градусов) и крутое в восточной части массива (70–80 градусов). Северный контакт погружается в южном направлении под углом около  $55^0$  [3]. По характеру гравитационной аномалии предполагается лакколитообразная форма массива.

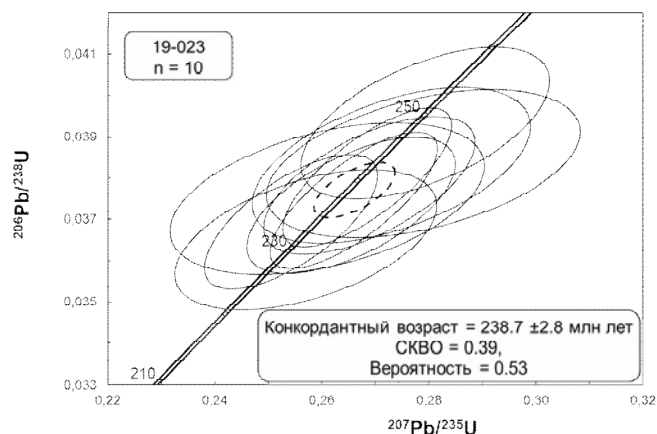
По химическому составу породы улькуктинского комплекса являются умереннощелочными, железистыми, преимущественно метаалюминевыми ( $ASI = 0,86-1,04$ ), высококалиевыми, с преобладанием калия над натрием ( $Na_2O/K_2O - 0,54-0,66$ ).

Распределение РЗЭ по отношению к хондриту в умереннощелочных лейкогранитах характеризуются близкими значениями легких и тяжелых элементов, при этом содержание легких РЗЭ более дифференцировано по сравнению с тяжелыми РЗЭ ( $La/Yb = 0,75-3$ ). Отмечается тенденция повышения их содержаний в правой части тренда  $(Tb/Yb)_n - 0,8$ . В породах фиксируется отчетливо выраженная отрицательная европиевая аномалия ( $Eu/Eu^* - 0,11-0,22$ ).

На N-NORB нормированных спектрах распределения редких элементов для пород улькуктинского комплекса выявлены повышенные содержания таких элементов как Ba, Rb, Cs, K, Pb, LREE, Th, U, Ta, Zr, Hf и пониженные P, Sr, Eu, а также сидерофильных элементов V, Ni, Cr, что в целом характерно для гранитоидов А-типа. В целом принадлежность пород к гранитам А-типа подтверждается при анализе ряда известных дискриминационных диаграмм.

Для умереннощелочных лейкогранитов характерно высокое значение Rb/Sr соотношения (9–22), что в совокупности с  $Ce/Yb = 2-7$  сближает их с гранитами типа-А. На диаграмме [7] породы комплекса соответствуют гранитам А-типа. На диаграмме [5] умереннощелочные лейкограниты попадают в поле гранитов А<sub>2</sub>-типа, которые имеют характеристики базальтов островных дуг и континентальных окраин. На диаграмме Rb/30–Hf–3Ta породы располагаются в поле гранитов островных дуг, а на дискриминационных диаграммах Rb–Y+Nb породы располагаются в поле внутриплитых гранитов, по соотношению Ta–Y попадают в поле вулканических дуг, что, вероятно, обусловлено смешанным характером источников умереннощелочных лейкогранитов улькуктинского комплекса. Петрогеохимические данные в целом указывают на то, что образование умереннощелочных лейкогранитов обусловлено взаимодействием мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры в условиях субдукции.

В ходе проведения ГДП-200 листа N-52-XIX для умеренно-щелочных лейкогранитов Улькуктинского массива получен U-Pb изотопный возраст (SHRIMP-II)  $238,8 \pm 2,8$  млн лет, СКВО = 0,39, вероятность 0,53 (по 10 точкам) (рис. 1).



**Рис. 1.** Диаграмма с конкордией для цирконов умереннощелочных лейкогранитов (обр. А19-023) Улькуктинского массива.

Таким образом, геохронологические исследования пород Улькуктинского массива полученные в ходе работ ГДП-200 листов N-52-ХIII и N-52-ХIХ указывают на среднетриасовый возраст их формирования, а не в позднепалеозойское время, как это предполагалось ранее и было принято в практике геолого-съемочных работ. В связи с этим требуется внести изменения в серийные легенды с выделением улькуктинского plutонического комплекса умереннощелочных лейкогранитов среднетриасового, а не пермского возраста. Гранитоиды подобного возраста в строении структур Амурского звена Монголо-Охотского орогенного пояса до настоящего времени не установлены.

С умереннощелочными лейкогранитов улькуктинского комплекса коррелируются только породы поздне триасового вачеланского гранит-лейкогранитового plutонического комплекса выделенного в пределах Мамынского террейна Аргунского орогенного пояса в бассейнах рек Долбырь и Нинни [4]. Комплекс сложен преимущественно лейкогранитами, умереннощелочными лейкогранитами и гранитами, а так же малыми телами и дайками гранит-порфиров, умереннощелочных гранит-порфиров и лейкогранит-порфиров. Геохронологические исследования гранитоидов комплекса U-Pb методом по цирконам, выполненное в процессе ГДП-200 листа N-52-ХХII, показали следующие результаты: для лейкогранитов района ст. Дугда –  $220 \pm 4$  млн лет, для умереннощелочных гранитов –  $231,3 \pm 4$  млн лет, для гранит-порфиров –  $226,9 \pm 3,8$  млн лет. Геохимические особенности пород позволяют предполагать формирование гранитоидов комплекса в условиях субдукции.

В пределах Аргунского супертеррейнов широко развиты средний триас-раннеюрские (246 - 180 млн лет, U-Pb датировки по цирконам) гранитоидные массивы, для которых предполагается формирование в условиях активной континентальной окраины, при этом гранитоидный магматизм на этом этапе связывается с субдукцией Монголо-Охотской океанической пластины под Аргунский супертеррейн (блок Эргуна) [6]. Эти данные позволяют предполагать принадлежность Улькуктинского массивов к Аргунскому супертеррейну, а не рассматривать его в качестве образований Тукурингра-Джагдинского террейна Амуро-Охотским звена Монголо-Охотского орогенного пояса. Вопрос прорывания и контактового метаморфизма отложения тындыканской толщи условно среднепалеозойского возраста со стороны Улькуктинского массива, также как и решения вопроса о принадлежности вмещающих этот массив метаморфических пород к образованиям Тукурингского либо Мамынского террейнов, при учете их значительной тектонической переработки в зоне Южно-Тукурингского разлома, требует дальнейшего изучения.





*Исследование проводилось в рамках объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ» «Проведение в 2019-2021 году региональных геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000 на группу листов в пределах Дальневосточного ФО (Южные районы)». (Государственное задание Роснедра № 049-00013-19-00 от 28.12.2018 г. Государственное задание федерального агентства по недропользованию № 049-00017-20-04 от 26.12.2019 г., в редакции № 049-00017-20-06 от 13.10.2020 г.)*

#### **Литература:**

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьев В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области (Отчет по теме № 330 за 1987-1990 гг.). Хабаровск. ПГО "Дальгеология". 1990. 250 с.
3. Агафоненко С. Г., Яшнов А. Л., Козак З. П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Становая. Лист N-52-ХІІІ. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016. Стр. 111.
4. Агафоненко С. Г., Яшнов А. Л., Ипатенкова В.Н. и др.; Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Тугурская. Лист N-52-ХХІІ (Людмилинский). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2020. Стр.127.
5. Ebu G.N. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis//Lithos. V. 26, I. 1–2. 1990. P. 115–134.
6. Ri Han, Ke-Zhang Qin, Shi-Qiang Su, et. all. An Early Cretaceous Ag-Pb-Zn mineralization at Halasheng in the South Erguna Block, NE China: Constraints from U-Pb and Rb-Sr geochronology, geochemistry and Sr-Nd-Hf isotopes. Ore Geology Reviews. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103526>
7. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 5. P. 407–419.
- 8.

## **U-Pb ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ (SHRIMP-II) ГРАНИТОИДОВ МАГДАГАЧИНСКОГО КОМПЛЕКСА УМЛЕКАНО-ОГОДЖИНСКОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ АМУРСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА: НОВЫЕ ДАННЫЕ**

**Стриха В.Е.<sup>1,2</sup>, Шупилко Е.В.<sup>1</sup>, Юрченко Ю.Ю.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, [vasiliy\\_strikha@vsegei.ru](mailto:vasiliy_strikha@vsegei.ru)

<sup>2</sup>Амурский государственный университет, Благовещенск, Россия

В ходе проведения ГДП-200 в пределах листов N-52-XIX и N-52-XXV были получены новые данные по U-Pb изотопному возрасту (SHRIMP-II) гранитоидов магдагачинского плутонического комплекса. Магдагачинский комплекс был выделен по результатам крупномасштабных геолого-съёмочных работ и объединяет гранитоиды преимущественно умереннощелочного состава, слагающие мелкие тела и массивы площадью до 300 км<sup>2</sup> в пределах Гонжинского рудного района в западной части Умлекано-Огоджинская вулканоплутонической зоны Амурского супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса.

Вопрос о времени формирования магдагачинского комплекса дискусионен. С момента выделения возраст комплекса на основании геологических данных принимался как позднеюрский [5]. При производстве ГДП-200 второго поколения, а в последствии при составлении ГК-1000/3 листов N-51 и N-52 возраст комплекса принимается как позднеюрский на основании K-Ar датировок породообразующих минералов в 145±5 млн лет [3].



По результатам крупно- и среднемасштабных съемок [3, 4, 2] в состав комплекса включаются граносиениты, умереннощелочные граниты, граниты и лейкограниты, а также их порфиоровые разновидности. Породы слагают разнообразные по форме интрузивные тела пластовой формы, силло- и лопполитообразные, штоки и дайки различной мощности, размещение и преобладающая ориентировка которых контролируются разломами северо-западной ориентировки. Строение крупных тел, как правило, полифациальное. В центральных частях развиты мелко-среднезернистые умереннощелочные граниты, граниты, лейкограниты с порфировидными выделениями бледно-розового калишпата размером от 1 до 10 см, которые в зоне эндоконтакта переходят в мелкосреднезернистые породы без порфировидных выделений полевых шпатов или в порфиоровые породы с микрогранитовой структурой основной массы. Среди пород комплекса преобладают умереннощелочные разновидности. Круто- и пологопадающие дайки, штоки и небольшие лакколлиты сложены, в основном, средне-крупновкрапленниковыми умеренно-щелочными гранит-порфирами, гранит-порфирами и, редко, субщелочными лейкогранит-порфирами. Характерными особенностями этих пород являются их лейкократовый облик и наличие крупных, иногда гигантопорфировых фенокристаллов плагиоклаза и округлых зерен темно-серого до дымчатого кварца.

Интрузивные тела магдагачинского комплекса слагают обширный ареал размером 150 x 100 км в западной части Умлекано-Огоджинская вулканоплутонической зоны, с юга обрамляющий Гонжинского выступа докембрия Аргунского супертеррейна. Гонжинский выступ представляет собой крупное (100x130 км) и длительно развивающееся (400–500 млн лет) интрузивно-купольное сооружение с гранитным ядром в центре, которое сопровождается региональным минимумом силы тяжести и является одним из региональных структурных факторов, влияющих на размещение месторождений и рудопроявлений золота в пределах Гонжинского рудного района [1].

В ходе работ по совершенствованию легенды Зейской серии листов ГДП-200 в состав магдагачинского комплекса в качестве первой фазы были включены меланократовые граносиениты северо-восточной части Ускалинского массива, которые со времен крупномасштабной съемки, были отнесены к буриндинскому комплексу. В состав магдагачинского комплекса граносиениты включены в связи их геологическим положением и петролого-геохимическими особенностями, сближающими с гранитоидами магдагачинского комплекса, а не буриндинского ранее.

Таким образом, на данном этапе изученности предлагается следующая последовательность формирования магдагачинского комплекса: 1 фаза – среднезернистые и порфировидные меланократовые граносиениты; 2 фаза – мелко-среднезернистые порфировидные умереннощелочные граниты и порфировидные граносиениты, реже граниты фации эндоконтакта – мелко-среднезернистые умереннощелочные граниты, крупно- и среднепорфиоровые умереннощелочные гранит-порфиры и гранит-порфиры нормальной щелочности, граносиенит-порфиры; 3 фаза – мелкопорфиоровые гранит-порфиры, жильная фаза – мелкозернистые лейкограниты, аплиты, аплитопегматиты.

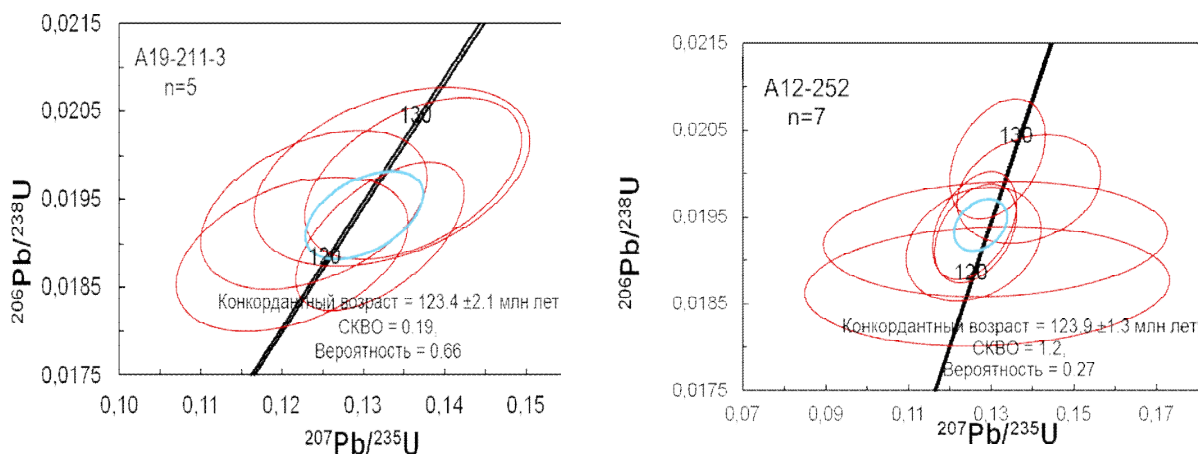
По химическому составу породы магдагачинского комплекса являются преимущественно умереннощелочными, высококалиевыми образованиями магнетитовой серии. По степени их насыщенности глиноземом преобладают метаглиноземистые разновидности, менее развиты перглиноземистые. В большинстве случаев они отвечают породам I-типа, и только среди граносиенитов I фазы отмечаются разновидности, обладающие высокой глиноземистостью, характерной для гранитоидов S-типа. По соотношению  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$  (преимущественно более 0,8) умереннощелочные граниты и гранит-порфиры соответствуют гранитам A-типа.

По содержанию элементов-примесей породы в целом характеризуются обогащенностью крупноионными литофилами и обедненностью высокозарядными элементами. Граносиениты отличаются от умереннощелочных гранитов более высокими содержаниями легких РЗЭ, а в большей степени – тяжелых РЗЭ, пологим распределением их нормированных содержаний ( $Tb_N/Yb_N = 1,8$  и  $3,2-4,5$ , соответственно), присутствием отчетливо выраженной отрицательной аномалии Eu ( $Eu/Eu^* = 0,50-0,58$  и  $0,79-0,85$ , соответственно) и меньшей дифференцированностью их распределения.  $(La/Yb)_N$  отношение для граносиенитов – 15–16, умереннощелочных гранитов – 27–63.

Граносиениты I фазы характеризуются близкими к верхней коре содержаниями Ta, Sr и Y; по отношению к примитивной мантии – отрицательными аномалиями Ba, Ta, Sr, Hf, положительными – Cs, Rb, Th, K, La, P, Tb. В отличие от граносиенитов I фазы гранитоиды II фазы имеют отрицательные аномалии U, Ta, Nd, Hf, Ti, положительные K, Sr, P, Sm, Tb.

По обрамлению Гонжинского выступа располагается 80 % золоторудных месторождений Гонжинского рудного района, включая такие месторождения как Пионерное, Покровское, Боргуликанское, Буриндинское. С массивами магдагачинского комплекса связаны золото-редкометалльно-кварцевые и золото-кварцевые проявления гидротермального типа в Осежинском, Магдагачинском и Тыгда-Улунгинском рудно-россыпных узлах, к ним также приурочены россыпные месторождения золота. Интрузивные тела магдагачинского комплекса участвуют в строении крупных золоторудных месторождений Гонжинского рудного района являются вмещающими породами для золото-серебрянного месторождения Покровское, золото-сульфидных руд Пионерного месторождения.

Для умереннощелочных гранитов (монцогранитов) Магдагачинского массива U-Pb изотопный возраст составляет  $123.4 \pm 2.1$  млн лет, СКВО = 0,19, вероятность 0,66 (по 5 точкам (рис. 1а), а гранит-порфиров Буйякского массива –  $123 \pm 1,3$  млн. лет, СКВО = 1,2 вероятность 0,27 (по 7 точкам) (рис. 1 б).



**Рис. 1.** Диаграммы с конкордией для цирконов: а – умереннощелочных гранитов (обр. 211-3) Магдагачинского массива, б – из гранит-порфиров (обр. 252) Буйякского массива.

Таким образом, геохронологические исследования изотопного возраста пород магдагачинского комплекса U-Pb методом (SHRIMP-II) по цирконам указывают на раннемеловой возраст его становления (табл. 1), а не в позднеюрское время, как это предполагалось ранее и было принято в практике геолого-съемочных работ.

В пределах Станового супертеррейна широко развиты гранитоидные массивы по вещественному составу аналогичные, а по изотопному возрасту синхронные

магдагачинскому комплексу. Так в пределах Станового магматического пояса широко развиты массивы тындинско-бакаранского комплекса, в строении которых в качестве 3 фазы картируются гранитоиды преимущественно умеренной щелочности: монцограниты, граниты и связанные с ними дайки монцогранит-порфиров, граносиенит-порфиров с U-Pb изотопным возрастом (SHRIMP II) в диапазоне  $121,7 \pm 1,2$ – $123,8 \pm 0,6$  (материалы ГДП-200, лист N-51-IV).

**Таблица 1.** U-Pb изотопные данные определенные на микрозонде SHRIMP-II для гранитов магдагачинского комплекса Умлекано-Огоджинской зоны

Точка	Содержания (г\т)			Изотопные соотношения				Возраст, млн лет	
	U	Th	<sup>206</sup> Pb*	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±%	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±%	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	
A12-252-8.1	3779	526	9,70	0.11	8.2	0.01565	1.3	100.1 ±1.3	
A12-252-3.1	1149	37	9,07	0.129	14	0.0187	1.5	119.4 ±1.7	
A12-252-1.1	2832	1033	2,99	0.1257	5.3	0.01919	1.4	122.5 ±1.6	
A12-252-9.1	2439	787	9,98	0.131	13	0.01925	1.4	122.9 ±1.7	
A12-252-5.1	3390	259	1,18	0.1262	3.2	0.01931	1.2	123.3 ±1.5	
A12-252-6.1	605	121	0,00	0.1259	3.3	0.0194	1.3	123.8 ±1.6	
A12-252-7.1	1393	306	1,66	0.1391	5.1	0.01982	1.3	126.5 ±1.6	
A12-252-4.1	450	10	0,00	0.1315	3.6	0.02017	1.4	128.7 ±1.8	
A12-252-10.1	2943	464	0,46	0.1361	2.6	0.02106	1.2	134.4 ±1.6	
A12-252-2.1	177	57	0,15	0.561	3.3	0.0751	1.4	467 ±6.2	
A19-211-3-1.1	350	172	0,29	0.1212	4.8	0.01888	1.9	120.6 ±2.3	
A19-211-3-5.1	587	188	0,09	0.132	3.2	0.01908	1.8	121.8 ±2.2	
A19-211-3-6.1	478	369	0,31	0.1239	4.6	0.01938	1.9	123.8 ±2.3	
A19-211-3-4.1	552	164	0,27	0.1361	4	0.01974	1.9	126 ±2.4	
A19-211-3-2.1	152	73	0,00	0.1335	5.2	0.01976	2.1	126.1 ±2.6	
A19-211-3-3.1	360	94	0,15	0.1566	4.6	0.02259	3.1	144 ±4.4	
A19-211-3-7.2	165	29	1,26	0.18	9.4	0.02552	2.1	162.4 ±3.3	
A19-211-3-7.1	362	177	0,13	0.624	2.5	0.0791	1.8	490.6 ±8.5	
A19-211-3-8.1	61	3	0,00	0.621	4.1	0.0801	2.1	496.9 ±9.8	
A19-211-3-9.1	425	70	–	0.649	2.8	0.0816	1.8	505.5 ±8.8	

Примечание. \* Радиогенная часть свинца. Изотопные отношения скорректированы по <sup>204</sup>Pb. Неточности измерений изотопных соотношений и возраста даны при 1σ.

В пределах Большехинганского магматического пояса известны граниты А-типа массива Baerzhe [9]. Эти данные позволяют сделать вывод о существовании на территории Верхнего Приамурья широко проявленного этапа раннемелового умереннощелочного гранитоидного магматизма, связанного со становлением Станового и Большехинганского внутриконтинентальных магматических поясов.

Как образование раннемеловых вулканогенных и плутонических образований Умлекано-Огоджинской зоны, так и раннемезозойская коллизия в пределах Верхнего Приамурья может быть связана с функционированием Северо-Азиатского суперплюма [8]. Размещение ареала интрузивных тел магдагачинского комплекса в обрамлении Гонжинского выступа докембрия, учитывая мантийно-коровую природу пород комплекса и их принадлежность к производным латитовых и щелочно-базальтовых магм [7] может быть обусловлено функционированием локального плюма в районе выступа, фиксирующегося концентрически-зональной системой отрицательных и положительных гравитационных



аномалий. Функционирование подобных конкретных локальных плюмов при формировании Большехинганского рифтогенного магматического пояса [6] подтверждается внедрением анорогенных гранитов [9], синхронных становлению умереннощелочных гранитоидов I и S типа магадачинского комплекса. С действием такого локального плюма в раннем мелу может быть связано золотое, золото-серебряное и золото-медно-порфировое оруденение Гонжинского рудного района. Альтернативой данной модели являются представления о формировании Большехинганского магматического пояса в условиях трансформной континентальной окраины, в следствие субдукции плиты Изанаги в позднемезозойское время [10]. В этом случае, подъем мантийных расплавов в верхние части земной коры возможно в связи с образованием под континентальной окраиной “астеносферного окна” (slab-window).

*Исследование проводилось в рамках объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ» «Проведение в 2019-2021 году региональных геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000 на группу листов в пределах Дальневосточного ФО (Южные районы)». (Государственное задание Роснедра № 049-00013-19-00 от 28.12.2018 г. Государственное задание федерального агентства по недропользованию № 049-00017-20-04 от 26.12.2019 г., в редакции № 049-00017-20-06 от 13.10.2020 г.)*

#### **Литература:**

1. Борискина Н.Г., Хомич В.Г. Структурная позиция золоторудных месторождений интрузивно-вулканогенного обрамления Гонжинского выступа докембрия // Доклады Академии наук. 2006. Т. 408, № 3. С. 366–369.
2. Волкова Ю. Р., Игнатенко Н. Н., Попов М. А. и др. Государственная карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Зейская. Лист N-51-XXX. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016.
3. Козырев С. К., Волкова Ю. Р., Игнатенко Н. Н. и др. Государственная карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Зейская. Листы N-51-XXIII, N-51-XXIX. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016а. Стр.112.
4. Козырев С. К., Волкова Ю. Р., Игнатенко Н. Н. и др. Государственная карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Зейская. Лист N-51-XXIV. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016б. Стр.113.
5. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьев В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области (Отчет по теме № 330 за 1987-1990 гг.). Хабаровск. ПГО "Дальгеология". 1990. 250 с.
6. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., и др. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
7. Стриха В.Е. Мезозойские гранитоиды золотоносных районов Верхнего Приамурья. Благовещенск: Изд-во Амур. гос. ун-та, 2012. Ч. 1 - 188 с. Ч. 2 -196 с.
8. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3-29.
9. Jahn В.-М., Wu F.-Y, Capdevila R. et al. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in the NE China // Lithos. 2001. V. 59. P. 171–198.
10. Seton M., Muller R.D., Zachirovic S, et al. Global continental and ocean basin reconstruction since 200 Ma // Earth-Sci. Rev. 2012. V. 113. P. 212-270.



## ПЕТРОЛОГИЯ РАННЕПЕРМСКИХ ГРАНИТОИДОВ ВОСТОЧНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

*Сурин Т.Н.*

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, Timofey\_Surin@vsegei.ru*

Гранитоиды балканского комплекса представлены умеренно-щелочными породами, преимущественно гранитоидами, слагающими ряд небольших штокообразных массивов, прорывающих отложения среднего и верхнего девона в восточной и центральной частях Гумбейской зоны, а также довольно многочисленные жилы разнообразного состава, развитые значительно шире в пределах Восточно-Магнитогорского пояса. Наиболее крупные из массивов комплекса – Новобуранный и Балканский – резко асимметричны, с ярко выраженным субширотным удлинением. Комплекс отчетливо двухфазный. Породы первой фазы представлены монцодиоритами, монцонитами, реже сиенитами, кварцевыми монцонитами и кварцевыми сиенитами, изредка монцогаббро. Породы второй фазы – гранитоиды слабо повышенной щелочности: граносиениты, умеренно-щелочные граниты, значительно реже лейкограниты. Породы первой фазы характеризуются резко повышенной щёлочностью (умеренно-щелочные). Это – серые мелкозернистые породы, состоящие из плагиоклаза – 15–50 %, пертитового калиевого полевого шпата – 10–50 %, клинопироксена – 10–25 %, биотита – 3–15 %, амфибола – 5–20 %, оливина – от 0 до 10–15 % (в монцогаббро), кварца – от 0 в монцогаббро и наиболее основных монцонитах, до 5, редко – 10 %. Аксессуары – апатит, титанистый магнетит, сфен, эпидот. Породы второй фазы, преобладающие в большинстве массивов – розовато-серые, преимущественно среднезернистые, массивные, иногда неотчетливо гнейсовидные породы. Они состоят из плагиоклаза (олигоклаз, реже андезин) – до 50 %, щелочных полевых шпатов (ортоклаз, пертит, редко микроклин) – 25–30 %, кварца – 15–25 %, темноцветных (биотит, роговая обманка, редко клинопироксен) – 5–10 %. Темноцветные минералы имеют низкую железистость и глиноземистость, что объясняется постмагматическими преобразованиями пород. Аксессуары – апатит, сфен, магнетит.

Как среди гранитов и гранодиоритов поздней фазы Новобурановского массива, так и среди кварцевых монцодиоритов ранней фазы присутствуют весьма своеобразных меланократовых пород. Количество ксенолитов в общем объеме пород также крайне непостоянно: от отдельных обломков до 30–40 % на отдельных участках. Цвет ксенолитов от темно-серого до черного. Текстура пород пятнистая или, значительно реже, полосчатая. Последняя срезается вмещающими гранитоидами, т.е. является унаследованной. Текстуры обусловлены присутствием лейкократовых пятен или полос шириной до 5 мм, обогащенных агрегатом биотит-калиевополевошпатового состава, отчетливо выделяющихся на темном фоне. Ксенолиты, так же, как и вмещающие их гранитоиды, прорываются дайками гранит-порфиров и лейкогранитов. Петрографическим изучением и рентгеноструктурным анализом установлено, что ксенолиты сложены главным образом клинопироксеном (40–55 %), биотитом (30–40 %), калиевым полевым шпатом - ортоклазом (3–10 %), оливином (1–5 %) и апатитом (до 3 %). Как правило, в небольшом количестве присутствует кварц (3–10 %), причем он образует тонкозернистый агрегат явно вторичного происхождения. Другие вторичные минералы – боулингит по оливину, актинолит-тремолит по пироксену и альбит по ортоклазу. В протоочках обнаружены сфен, титанистый магнетит, эпидот, магнетит, пирит, сфалерит, блеклая руда, рутил. Наиболее ранними минералами являются оливин и апатит, позже кристаллизовался клинопироксен. В интерстициях развиты биотит и ортоклаз. Петрографические особенности позволяют назвать породу ортоклаз-биотитовым шонкинитом.



Содержание кремнезема в шонкинитах колеблется от 43,44 до 51,8 %. Суммарная щелочность возрастает в этом ряду от 4,06 до 7,98 %, при этом отношение  $K_2O/Na_2O$  постепенно уменьшается от 5,7–10 до 1,4. Содержание окиси магния также постепенно уменьшается от 17,87 до 10 %, в меньшей степени уменьшается общая железистость – от 10,8 до 8 % при некотором уменьшении степени его окисленности – от 37 до 30 %, при этом кальциевость остается на прежнем уровне – 10–12,5 %, а содержание пятиоксида фосфора постепенно уменьшается от 1,85 до 1,17 %, как и титанистость – от 1,78 до 1,36 %, в то время как глиноземистость возрастает от 6,94 до 11,66 %. Средний нормативный состав пород характеризуется высокими долями ортоклаза, анортита, нефелина, низкожелезистого диоксида, высокомагнезиального оливина, а также магнетита, ильменита и апатита. В меланократовых шонкинитах отмечается высокая доля нормативного лейцитита (в некоторых образцах – до 12,5 %). В относительно лейкократовых разновидностях вместо лейцитита появляется альбит, а номер нормативного плагиоклаза снижается со 100 до 45,7, при этом его количество увеличивается от 4,9 до 22,5 %. В целом же петрохимические характеристики шонкинитовых ксенолитов, постепенно меняясь по мере роста их кремнеземистости, достигают значений, соответствующих монцогаббро первой фазы комплекса и, по-видимому, свидетельствует о генетической связи всех пород комплекса, причем шонкиниты представляют собой наиболее основные, “начальные” образования единой петрогенетической серии, заканчивающейся лейкогранитами.

Геохимическое изучение шонкинитовых ксенолитов показало, что в них содержатся аномально высокие количества Li, Ba, Cr, Ni, Zn, Pb, особенно Sr, Rb, Nb при умеренных концентрациях других микроэлементов – V, Co, Cu, Ag, Ga, Sc, Zr, U, Th, Y. При увеличении кремнеземистости пород от 43,67 до 48,53 % в них резко увеличивается содержание стронция (в 5 раз) и бария (в 3 раза), но при этом резко падает содержание рубидия (в 2,5 раза), что коррелируется с уменьшением калиево-натриевого отношения. По нашему мнению, подобное изменение петрогеохимических характеристик можно объяснить высокой степенью фракционирования какого-то темноцветного высокомагнезиевого и высококалиевого минерала, каковым критериям вполне отвечает флогопит. В целом для шонкинитов характерны высокие содержания всех литофилов, причем их микроэлементный спектр весьма близок к таковому во вмещающих гранитах, что, по нашему мнению, безусловно свидетельствует о генетической общности этих пород. Об этом же, по нашему мнению, свидетельствуют совершенно однотипные спектры распределения РЗЭ.

Петрохимические особенности образований первой фазы балканского комплекса сводятся к следующему. По мере роста кремнеземистости пород в них заметно увеличивается глиноземистость и суммарная щелочность, резко уменьшается магнезиальность, железистость и известковистость, содержания титана и фосфора постепенно уменьшаются, а тип щелочности при этом также постепенно сменяется с натриевого на калиево-натриевый. Геохимический спектр образований ранней фазы в принципе аналогичен таковому для шонкинитовых ксенолитов, что говорит о генетической общности указанных пород, отличия сводятся к появлению на спайдер-диаграмме на графиках кварцевых монцонитов и кварцевых сиенитов титанового и фосфорного минимумов, а также резком обеднении этих пород сидерофильными элементами, т.е. форма графиков, образно говоря, приобретает некие “субдукционные” черты. Распределение РЗЭ в породах второй фазы характеризуется резким преобладанием цериевых РЗЭ над иттриевыми, при этом отмечается появление и увеличение по мере роста кремнеземистости пород отрицательной европиевой аномалии, что, по-видимому, отражает значительную роль полевошпатового фракционирования в петрогенезисе всей характеризующей серии пород.

Для гранитоидов балканского комплекса характерны: варьирующая кислотность (от кварцевых сиенитов через граносиениты и граниты вплоть до лейкогранитов), в целом



повышенная титанистость, кальциевость и щелочность калиево-натриевого типа, низкая фосфористость и повышенная глиноземистость. Характернейшей особенностью нормативного состава является повышенное количество нормативного корунда, что свидетельствует о пересыщенности пород глиноземом. Главной геохимической особенностью гранитоидов является повышенная концентрация ряда микроэлементов (Li, Ba, Cr, Ni, Cu, Zn, Pb, Ag, Sn, Rb, Sr, Mo, Be, U, Th, Nb, при умеренных содержаниях V, Co, Ga, Sc, Zr, Y. Обращает на себя в целом редкометалльно-полиметаллическая специализация пород, при этом их общий геохимический спектр по форме весьма близок к таковым у габброидов и диоритоидов первой фазы комплекса, отличаясь от последних обогащенностью крупноионными литофилами и более отчетливо проявленными фосфорным и титановым минимумами. Распределение РЗЭ в лейкогранитах характеризуется невысокими концентрациями всех РЗЭ при отчетливом европиевом минимуме, что вполне объясняется их образованием в результате глубокой дифференциации гранитоидного расплава со значительным по объему отделением полевошпат-роговообманковой ассоциации на заключительной стадии, что в целом соответствует и модальному составу пород.

В целом же балканский комплекс представляет собой продукт глубокой дифференциации мантийного габброидного расплава повышенной щелочности. Становление комплекса происходило в коллизионной обстановке в условиях сильного латерального сжатия при значительном “утолщении” коры и при низкой ее проницаемости.

Минералогическое изучение шонкинитовых ксенолитов показывает, что они формировались в близкивидусных условиях из водонасыщенных оливин-нефелин-нормативных магм при повышенном давлении, по крайней мере, 10–15 кбар при температуре около 950–1000°C, т.е. в результате кристаллизации щелочного габброидного расплава на значительной глубине, порядка 40-50 км. На основании количественных расчетов распределения РЗЭ показано, что щелочные базальты являются продуктами низкой степени плавления гранатового перидотита. Не исключено, что в мантийном источнике присутствовал также флогопит. Низкое отношение Zr/Y в шонкинитах свидетельствует об их образовании за счет слабо “истощенного” мантийного субстрата. Вместе с тем очевидно, что этот субстрат был несколько обогащен легкими РЗЭ за счет мантийного метасоматоза (флогопитизации). Геодинамической причиной появления материнской магмы может быть “коллизионная субдукция”, т.е. продолжение погружения субокеанической плиты в глубокие горизонты мантии при коллизионных процессах (Особенности ..., 1992; Bustamante et al., 2017; Harris et al., 1986; Rogers, Greenberg, 1990; Ma et al., 2014; Moyen et al., 2017)]. Кристаллизация магмы начиналась на значительных глубинах, причем первой фракционирующей фазой, судя по петрогеохимическим данным, был флогопит. В дальнейшем при подъеме расплава к поверхности некоторое снижение давления привело к образованию незначительного количества оливина. Последний кристаллизовался уже из низкомагнезильного субщелочного основного расплава. Однако повышенное общее и водное давление должно было подавлять кристаллизацию оливина за счет значительного расширения поля пироксена и одновременно этот же фактор сильно понижает температуру кристаллизации плагиоклаза, задерживая его выделение (Шинкарев, 1978). Именно указанными причинами объясняется массовая кристаллизация высококальциевого клинопироксена. Судя по составу последнего, процесс имел место на глубине порядка 50 км. Обособление габброидного расплава произошло при значительном повышении водного давления, о чем свидетельствует, во-первых, наличие магматических биотита и роговой обманки в габброидах, а во-вторых, соответствие соотношений нормативных оливина, клинопироксена и плагиоклаза в средних составах главных разновидностей пород котектическим взаимоотношениям указанных минералов при водном давлении около 3 кбар. Повышение активности щелочей (прежде всего, калия) и увеличение фугитивности





кислорода при понижении температуры и увеличение железистости расплава привело к некоторой "эгиринизации" клинопироксена и массовой кристаллизации высокотитанистого биотита. Последний, видимо, также должен был замещать собой флогопит в соответствии с установившимися равновесиями. Заканчивается кристаллизация габброидного расплава на линии твердых растворов "альбит – ортоклаз", при этом состав остаточного расплава приближается к температурному минимуму, т.е. обогащается натрием. В целом же можно заключить, что меланократовые ксенолиты представляют собой кумулятивные образования, причем вариации их состава объясняются различными соотношениями темноцветной и полевошпатовой частей пород. Таким образом, отмеченное выше резкое несоответствие модального и нормативного состава шонкинитов объясняется, главным образом, их кристаллизацией на значительной глубине, не меньшей, чем 40 км. Естественно, ксенолиты в дальнейшем испытывали воздействие гранитоидной магмы, что выразилось в их вторичных изменениях, в частности, избирательном окварцевании. В дальнейшем исключительно важную роль в процессах магматической дифференциации играло фракционирование полевошпат-роговообманковой ассоциации. Именно фракционирование роговой обманки, по нашему мнению, имело следствием пересыщение остаточного кислого расплава глиноземом и появление в составе пород нормативного корунда. Заканчивается дифференциация в гипабиссальном магматическом очаге (in situ) в близэвтектических условиях при  $P(H_2O)$  1,5 – 2 кбар.

#### Литература:

- Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. М., 1992. 100 с. (Роскомнедра, Геокарт).
- Шинкарев Н.Ф. Происхождение магматических формаций. Л.: Недра, 1978. 304 с.
- Bustamante C., Cardona A., Archanjo C.J., Bayona G., Lara M., Valencia V. Geochemistry and isotopic signatures of Paleogene plutonic and detrital rocks of the Northern Andes of Colombia: A record of post-collisional arc magmatism // *Lithos*, 2017. Vol. 277. P. 199–209.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // *Collision tectonics*. , Geological Society of American Bulletin, Special Publication, 1986. Vol. 19. P. 67–81.
- Ma L., Wang Y., Fan W., Geng H., Cai Y., Zhong H., Liu H., Xing X. Petrogenesis of the early Eocene I-type granites in west Yingjiang (SW Yunnan) and its implication for the eastern extension of the Gangdese batholiths // *Gondwana Research*, 2014. Vol. 25. P. 401–419.
- Moyen J.-F., Laurent O., Chelle-Michou C., Couzine S., Vanderhaeghe O., Zeh A., Villaros A., Gardien V. Collision vs. subduction-related magmatism: Two contrasting ways of granite formation and implication for crustal growth // *Lithos*, 2017. Vol. 277. P. 154–177.
- Rogers J.J.W., Greenberg J.K. Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major and trace element chemistry and possible origins // *The Journal of Geology*, 1990. Vol. 98. P. 291–309.

## U-РЬ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ГАББРОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Суханова М.А.<sup>1</sup>, Сальникова Е.Б.<sup>1</sup>, Степанова А.В.<sup>2</sup>, Котов А.Б.<sup>1</sup>, Азимов П.Я.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,  
mariia.sukhanova.01@mail.ru

<sup>2</sup>Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

Оценка возраста метаморфизма является важным условием для разработки современных моделей эволюции полиметаморфических комплексов. При этом получение информации о возрасте наиболее ранних эпизодов метаморфизма зачастую является сложной задачей в связи с тем, что изотопные системы минералов-геохронометров часто



отражают возраст наложенных процессов. Одной из наиболее известных полиметаморфических областей является Беломорская провинция (БП) Фенноскандинавского щита. Слагающие ее породы претерпели интенсивную структурно-метаморфическую переработку в результате формирования палеопротерозойского коллизионного Лапландско-Кольского орогена. К реперным комплексам БП относятся интрузии оливиновых габброноритов, широко распространенные в пределах его восточной и центральной частей (Stepanova and Stepanov, 2010). Амбарнский габброноритовый массив является типичным представителем пород комплекса лерцолитов-габброноритов Беломорской провинции (Степанов, 1981). Геологическая позиция интрузии, в частности характер контактов и их тектоно-метаморфическая переработка свидетельствуют о том, что его породы избежали интенсивной переработки в результате завершающих лапландско-кольскую орогению событий – интенсивных деформаций и метаморфизма амфиболитовой фации. Сохранившиеся в массиве реликты магматических минеральных парагенезисов несут информацию об условиях становления интрузива, а метаморфические минералы сохранили информацию о ранних этапах метаморфизма.

Из шпирга габбро-пегматита оливиновых габброноритов Амбарнского массива с помощью водной методики выделено около 150 циркон-бадделеитовых агрегатов размером от 20 до 150 мкм. Центральная часть этих агрегатов сложена бадделеитом, имеет темно-коричневую окраску, слегка трещиновата, оболочка представляет параллельно-шестоватый агрегат призматических кристаллитов циркона. Граница бадделеит-циркон неровная, несет следы растворения. Образование оболочек циркона вокруг исходного кристалла бадделеита сходно с формированием коронарных текстур в метагабброноритах. Присутствие циркон-бадделеитовых агрегатов в ранних каймах вокруг плагиоклаза свидетельствует о синхронности формирования пироксеновых оболочек вокруг оливина и циркононой вокруг бадделеита. Это позволяет предположить, что возраст циркона соответствует возрасту раннего метаморфизма гранулитовой фации в габброноритах Амбарнского массива.

Нами был проведен ряд экспериментов, направленных на «химическое» разделение (Rioux et al., 2010) бадделеита и циркона в композитных зернах и их последующие U-Pb (ID-TIMS) исследования. Полученные точки изотопного состава аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $2439 \pm 29$  млн лет, близкому к возрасту единичных зерен бадделеита из оливиновых габброноритов Амбарнского массива габброноритов  $2411 \pm 6$  млн лет. Возраст, определяемый нижним пересечением дискордии  $1911 \pm 35$  млн лет, отвечает возрасту метаморфизма гранулитовой фации в центральной части Беломорской провинции.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-05-00437).*

#### **Литература:**

- Степанов В. С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Л: Наука, 1981. 216 с.  
Rioux M., Dudas F., Bowring S., Hanson R. Characterizing the U – Pb systematics of baddeleyite through chemical abrasion: application of multi-step digestion methods to baddeleyite geochronology // Contrib. to Mineral. Petrol. 2010. Т. 160. С. 777–801.  
Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2010. Т. 183. С. 602–616.



## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА, КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО ФЛЮИДНОЙ ПЕРЕРАБОТКИ ЦИРКОНА ИЗ ПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ОЗ. М. ЯНИСЬЯРВИ

*Тагирова А. Р.<sup>1</sup>, Алфимова Н. А.<sup>1,2</sup>, Скублов С. Г.<sup>2,3</sup>, Ли С.-Х.<sup>4</sup>, Ли Ч.-Л.<sup>4</sup>*

<sup>1</sup>*Институт наук о Земле, СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия, tagirova\_ar@mail.ru*

<sup>2</sup>*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

<sup>3</sup>*Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия*

<sup>4</sup>*Институт геологии и геофизики Китайской академии наук, Лаборатория эволюции литосферы, Пекин, Китай*

Предметом настоящего исследования стали цирконы из метаморфизованного песчано-гравийного элювия (обр. 1011д) в основании осадочного протерозойского чехла и из мигматитизированных гнейсов (обр. 96111) архейского фундамента, по которым развивался протерозойский элювий (оз. М. Янисьярви, Северное Приладожье).

Внутреннее строение цирконов изучалось при помощи электронного микроскопа JEOL JSM-6510LA (ИГГД РАН) и сканирующего электронного микроскопа Zeiss Supra 40VP в РЦ «Нанотехнологии» СПбГУ. Химический состав - на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН, Ярославль). Изотопный состав кислорода в цирконе был получен с помощью ионного микрозонда Cameca IMS-1280 (Институт геологии и геофизики Китайской академии наук).

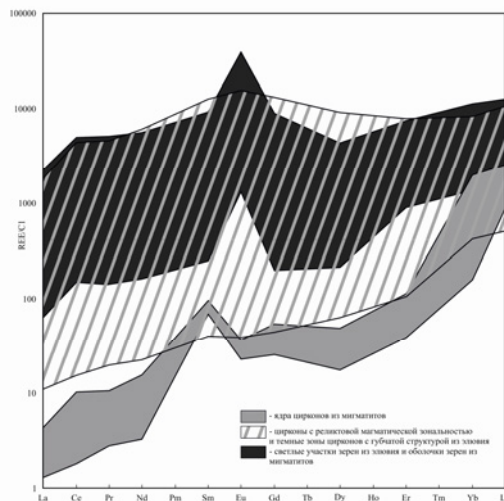
В ходе исследований установлено, что внутреннее строение цирконов из мигматитов фундамента гетерогенно – ядра с фрагментами грубой магматической зональности, окруженные темной в BSE оболочкой. По внутреннему строению цирконы из элювия можно условно разделить на две крупные группы: 1) цирконы с реликтами различной магматической зональности; 2) зерна, в строении которых такой зональности нет. Основная часть зерен этой группы характеризуется бесструктурным «губчатым» внутренним строением – серые, разной степени однородности окраски в BSE и CL участки.

По содержанию РЗЭ, редких элементов и изотопному составу кислорода все цирконы можно разделить на две группы. К первой относятся ядра цирконов из мигматитов с низкими содержаниями U и Th (менее 200 и 2 ppm соответственно) и Th/Hf < 0.0001, концентрации Ba и Sr в них меньше 10 ppm, Li – также менее 10 ppm, Y – менее 100 ppm. Они имеют сходные дифференцированные спектры РЗЭ (LREE/HREE < 0.02, Lu/La<sub>N</sub> > 150) со слабой положительной Ce/Ce\* < 5 и слабой отрицательной Eu/Eu\* < -0.3 аномалиями. Значения δ<sup>18</sup>O для первой группы 5.4-5.99±0.2‰. Геохимические характеристики оболочек этих зерен существенно отличаются от ядер.

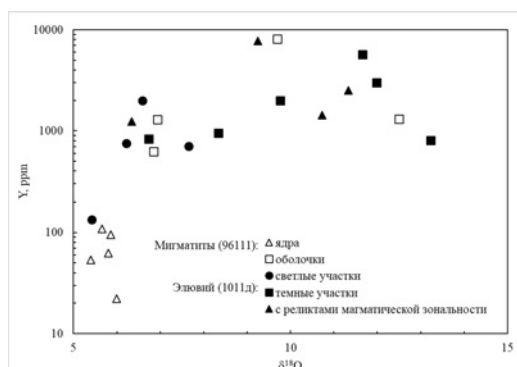
Ко второй группе можно отнести все цирконы из элювиальных пород и оболочки цирконов из мигматитов: они характеризуются повышенными содержаниями редких и редкоземельных элементов. Концентрации U в них более 1000 ppm, а Th 10 ppm соответственно, Th/Hf > 0.001, Ba и Sr более 10 ppm и Li также более 10 ppm, Y – более 700 ppm. Спектры распределения РЗЭ более плоские (LREE/HREE > 0.2, Lu/La<sub>N</sub> < 50), чем в первой группе, со слабой положительной Ce/Ce\* – от 5 до 10. Однако для цирконов с реликтовой магматической структурой и темных зон цирконов с губчатой структурой из элювия характерна резко положительная Eu/Eu\* > 1, тогда как в светлых в BSE участках зерен и в оболочках цирконов из мигматитов она выражена слабо Eu/Eu\* = 0.2–0.3 (рис. 1). Изотопный состав кислорода для цирконов, отнесенных к данной группе меняется в диапазоне δ<sup>18</sup>O от 6.22±0.12‰ до 13.23±0.16‰ (рис. 2).

Считается, что мантийные магмы и цирконы (находящиеся в равновесии с субстратом при высоких температурах) имеют изотопный состав кислорода 5.5‰, и изменение его в ходе дальнейшей истории маловероятно (Mojzsis et al. 2001). Фракционирование изотопов

кислорода до значений, значительно превышающих мантийные (обогащение до 10‰ и более), обычно является результатом низкотемпературного взаимодействия с водой (Hoefs, 2018).



**Рис. 1.** Распределение редкоземельных элементов в цирконах из коры выветривания оз. М. Янисьярви (Северное Приладожье)



**Рис. 2.** Вариации состава в зернах циркона из коры выветривания оз. М. Янисьярви (Северное Приладожье)

Таким образом, особенности внутреннего строения и данные изотопии кислорода цирконов позволяют предполагать, что формирование измененных «губчатых» зон в цирконе из коры выветривания происходило при участии низкотемпературных приповерхностных растворов. Это приводило к обогащению циркона примесями (РЗЭ, Y, Li, Ba, Sr) и тяжелым изотопом кислорода  $^{18}\text{O}$ . Характер спектров РЗЭ свидетельствует, что содержания РЗЭ в зернах с реликтовой магматической зональностью также могли быть изменены под воздействием низкотемпературного флюида, что согласуется с ранее полученными EBSD данными по микроструктуре зерен циркона (Alfimova, 2019).

#### Литература:

- Alfimova N.A. Thin-laminated zones of zircon with loss of crystallinity // Goldshmidt. 2019.  
Mojzsis S.J., Harrison T.M., Pidgeon R.T. Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth's surface 4,300 Myr ago // Nature. 2001. Vol. 409 (6817). С. 178–181.  
Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry. Springer International Publishing. 2018. 437 с.



## О ВОЗРАСТЕ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ МАМСКОЙ СЛЮДОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ: НОВЫЕ U-Pb (ID-TIMS) ДАННЫЕ ПО ЦИРКОНУ

Ткачев А.В.<sup>1</sup>, Сальникова Е.Б.<sup>2</sup>, Котов А.Б.<sup>2</sup>, Рыцк Е.Ю.<sup>2</sup>, Иванова А.А.<sup>2</sup>, Толмачева Е.В.<sup>2</sup>,  
Плоткина Ю.В.<sup>2</sup>, Жукова И.А.<sup>3</sup>, Сапожникова Л.Н.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,  
katesalnikova@yandex.ru

<sup>3</sup>Российский федеральный геологический фонд, Москва, Россия

<sup>4</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М.Федоровского,  
Москва, Россия

Мамская слюдоносная провинция Байкальской горной области по объему добытого листового мусковита и его запасам, остающимся в недрах, является одной из крупнейших в мире и находится в пределах одноименной зоны Байкало-Патомского складчатого пояса краевой части Сибирского кратона. Пегматоидные граниты и разнообразные пегматиты Мамской зоны, включая слюдоносные, традиционно объединялись в мамско-оронский комплекс (Салоп, 1967). Формирование пегматоидных гранитов, ранних плагиоклазовых пегматитовых жил и секущих их двуполевошпатовых пегматитов (Никаноров, 1959) тесно связано со структурно-метаморфической эволюцией мамского комплекса (Великославинский и др., 1963; Соколов, 1970; Неелов, 1975), в которой принято выделять два крупных этапа (Другов, Сизых, Черемных, 2011; и др.). Геохронологические данные о возрасте этих этапов до настоящего времени отсутствовали. Имеющиеся U-Pb оценки возраста по циркону ограничены данными для плагиоклаз-микроклиновых пегматитов Колотовского месторождения  $322 \pm 5$  млн лет (Неймарк и др., 1990). Учитывая серьезную трансформацию традиционных представлений о геологическом строении и возрасте гранитоидного магматизма Мамской зоны (Митрофанова и др., 2010; Рыцк и др., 2021), для решения этой актуальной задачи выполнены U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования слюдоносных пегматитов ранней и поздней возрастных групп.

Были изучены цирконы из двух проб плагиоклазовых пегматитов, отобранных из центральной части слюдоносной зоны мощной (до 50 м) пегматитовой жилы 441 гольца Сбросового Мочикитского месторождения и двух проб двуполевошпатовых пегматитов из жилы (мощность до 5 м) гольца Новая Деревня Слюдянского месторождения. Циркон, выделенный из пегматитов, представлен крупными ( $> 100$  мкм) идиоморфными, длинноприматическими и игольчатыми (Кудл.=5.0–8.0) бесцветными и светло-желтыми полупрозрачными, реже прозрачными кристаллами. Как правило кристаллы характеризуются наличием зональности, метамиктизированных реликтов ядер и значительного количества флюидных включений с  $\text{CO}_2$  и водно-солевыми растворами.

U-Pb исследования были выполнены как для единичных зерен наиболее чистого «необработанного» циркона, так и для циркона, подвергнутого предварительной аэробразивной и кислотной обработкам. В последнем случае использовался высокотемпературный отжиг (CA-ID-TIMS) (Mattinson, 2005), во многих случаях демонстрирующий эффективность при проведении U-Pb геохронологических исследований для уменьшения возрастной дискордантности.

Полученные значения возраста  $388 \pm 2$  млн лет и  $389 \pm 2$  млн лет для плагиоклазовых пегматитов и  $333 \pm 1$  и  $332 \pm 3$  млн лет для двуполевошпатовых пегматитов позволяют рассматривать их в качестве оценки возраста двух главных этапов структурно-метаморфической эволюции мамского комплекса и формирования пегматитов Мамской зоны. В то же время наличие существенного временного интервала (55 млн лет) между



этапами пегматитообразования во многом требует пересмотра традиционных представлений о геологическом развитии региона, в том числе, объема мамско-оронского комплекса гранитоидов, в составе которого оказались разновозрастные гранитоиды и пегматиты Мамской зоны. Более сложная задача связана с проблемой интерпретации средне-позднепалеозойских внутриплитных тектонических событий, предшествующих внедрению гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и проявленных в краевой части кратона – Мамской зоне и структурах Байкало-Патомского пояса (Голубев и др., 2008).

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-05-00437) и темы № 0140-2019-0005 ГТМ РАН.*

#### **Литература:**

Великославинский Д.А., Казаков А.Н., Соколов Ю.М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1963. 225 с.

Голубев В.Н., Макарьев Л.Б., Былинская Л.В. Отложение и ремобилизация урана в Северо-Байкальском регионе, по данным анализа U-Pb-изотопных систем урановых руд // Геол. рудн. месторожд., 2008, т. 50, №6, с. 548-557.

Другов Г.М., Сизых А.И., Черемных В.А. Геология мусковитовых пегматитов Мамской слюдоносной провинции. Иркут., Изд-во ИГУ, 2011, с. 253.

Митрофанова Н.Н., Болдырев В.И., Коробейников Н.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка. СПб. 2010. 648 с.

Неелов А.Н. Структурно-метаморфическая эволюция пород мамской кристаллической полосы в связи с их мусковитонностью // Мусковитовые пегматиты СССР. Л., Наука, 1975. С. 168–174.

Неймарк Л.А., Соколов Ю.М., Друбецкой Е.Р., Яковлева С.З., Кориковский С.П., Сезько А.И., Ажимова А.И. Возраст регионального метаморфизма и мусковитового пегматитообразования в Мамско-Бодайбинском прогибе (Байкальская горная область) // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Тезисы докладов. Киев: Наукова думка, 1990. С. 130–131.

Никаноров А.С. О разном возрасте слюдоносных пегматитов Мамско-Чуйского района // Инф. сб. ВСЕГЕИ, №26. Л.: 1959. С. 29–34.

Рыцк Е.Ю., Андреев А.А., Толмачева Е.В. чл-корр РАН Кузнецов А.Б. и др. Палеопротерозойский возраст гнейсо-гранитов Мамской зоны Байкало-Патомского пояса: геологические следствия // ДАН. 2021. Т.498. N1. с.19–23.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области, т. 2. М.: Недра, 1967. 699 с.

Соколов Ю.М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты Л.: Наука, 1970. 187 с.

Mattinson J.M. Zircon U-Pb chemical abrasion «CA-TIMS» method: combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved and accuracy of zircon ages // Chem. Geology. 2005. V. 220. P. 47–66.

---

## **ПЕПЛЫ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ**

***Толстых М.Л.<sup>1</sup>, Мельников Д.В.<sup>2</sup>, Бабанский А.Д.<sup>3</sup>***

<sup>1</sup>*Институт геохимии и аналитической химии им. Вернадского РАН, Москва, Россия, mashtol@mail.ru*

<sup>2</sup>*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия*

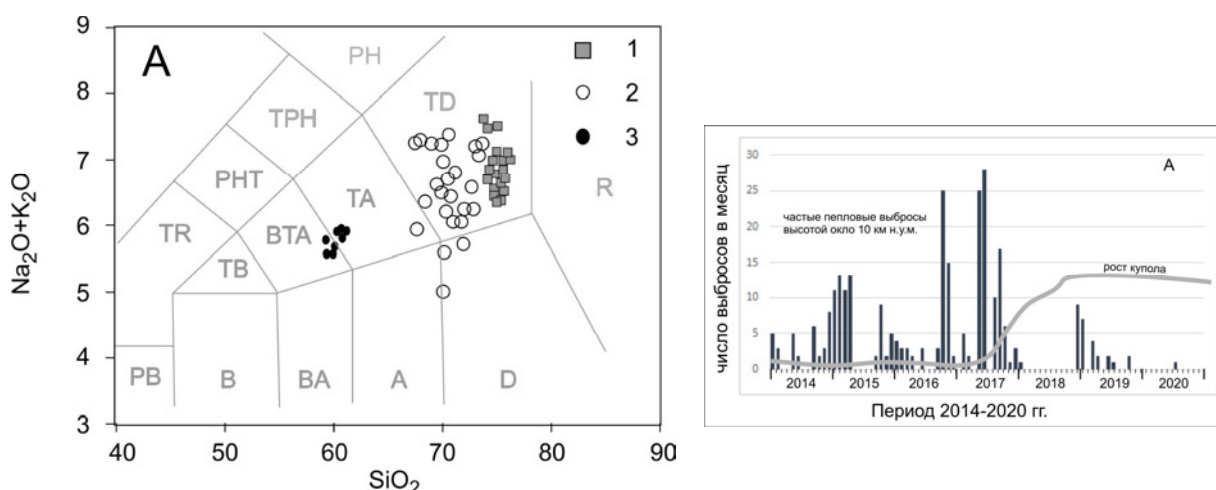
<sup>3</sup>*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

Вулкан Шивелуч – самый северный действующий вулкан Камчатки. Расположен в 45 км к северо-востоку от поселка Ключи в северной части центральной Камчатской депрессии, в месте так называемого «тройного сочленения» литосферных плит – Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской. Вулканическая постройка включает несколько главных элементов, в том числе стратовулкан Старый Шивелуч и экструзивный купол Молодой Шивелуч, а также отложения пирокластических потоков и лавин. Диаметр основания

вулканической постройки составляет 40–45 км, общая площадь около 1300 км<sup>2</sup>. Высота достигает 3283 м над уровнем моря (Старый Шивелуч), а высшая точка действующего аппарата – 2800 м.

Для вулкана характерны два типа извержений: эксплозивные (выбросы пирокластического материала, в том числе направленные взрывы), и преимущественно экструзивные (рост лавового купола, сопровождающийся редкими выбросами пеплово-газовой смеси).

Состав значительной части вулканических продуктов (лав и грубой пирокластики) центра Молодой Шивелуч – андезиты (в мас. %: SiO<sub>2</sub> – 60–63, MgO 3.4–4.5, K<sub>2</sub>O 1.3–1.7) (Горбач и др., 2011). В то же время породообразующие расплавы (Толстых и др., 2015, Namphreys et al, 2008) в минералах этих андезитов по составу отвечают дациту (SiO<sub>2</sub> 69–72, MgO 0.32 и K<sub>2</sub>O 2.8 мас. %). Довольно близкий состав имеют и стекла основной массы пород (рис. 1а), но если стекла расплавных включений характеризуются низкой суммой анализа (91–93 мас. %) и высокими концентрациями воды (согласно данным SIMS – до 7 %), то остаточные расплавы достаточно «сухие» (суммы 98–99 мас. %).



**Рис. 1.** А – диаграмма TAS для пород (3), расплавов (2) и стекол основной массы пород и пеплов (1) вулкана Шивелуч. Дискриминационные линии по (Le Bas, 1986). Б – фрагмент поверхности шашки с пеплом извержения 28.08.2019 в отраженных электронах и в характеристическом изучении (калий) на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV, программа Oxford Instruments NanoAnalysis, Великобритания, ИГЕМ РАН.

Формирование пород среднего состава из кислых водосодержащих расплавов может оказаться возможным благодаря процессу кристаллизации вкрапленников плагиоклаза, амфибола и клинопироксена и последующей их кумуляции (Толстых и др., 2015). В этом случае необходим механизм постоянного удаления из магматической системы избыточных количеств остаточного кислого расплава. В качестве такого механизма могут быть предложены множественные слабые извержения вулкана Шивелуч – выбросы пеплово-газовой смеси при дегазации очага.

Для определения объемов вещества этих выбросов использовался метод анализа спутниковых изображений пепловых облаков при помощи алгоритма обратного поглощения (Prata, 1989, Pavolonis, 2017). Условием использования этого метода является мелкая размерность частиц – спутником фиксируется только отражающая способность пепловых частиц не крупнее 12 мкм.

*Составы пеплов слабых извержений.* Пеплы слабых извержений частично представлены криптотефрой (Bonadonna, 2006) и редко фиксируются стратиграфически, поскольку характеризуются малой размерностью частиц и большой дальностью разноса. Для



анализа стекловатых частиц пришлось использовать отложения сравнительно крупных извержений 28.12.2018 и 28–30.08.2019. Эти извержения характеризовались значительной силой выброса и присутствием в пеплах минеральных фаз (плагиоклаза, амфибола, пироксенов) достаточно крупной размерности – средний размер частиц в этих образцах – около 50 мкм (Толстых и др., 2020).

Согласно данным дифрактометра ARL 9900 Workstation IP3600 (НИТУ МИСИС) аморфная фаза в пепле (размерность частиц <100 мкм) составляет 40 об. %, остальной объем – минеральные фазы (плагиоклазы, пироксены и амфиболы). На фото пепла (рис. 1 Б) в характеристическом излучении (калий) видно, что минералы – это сравнительно крупные зерна, в то время как мелкие частицы (в т.ч. и <12 мкм) представлены стеклом. Стекловатые частицы тонких пеплов по составу отвечают дацитам ( $\text{SiO}_2$  74–76,  $\text{TiO}_2$  0.3–0.4,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12–13,  $\text{FeO}$  0.8–1,  $\text{MgO}$  0.1–0.7,  $\text{CaO}$  0.6–1,  $\text{Na}_2\text{O}$  3.5–3.8,  $\text{K}_2\text{O}$  3–4 мас. %), характеризуются почти полным отсутствием летучих и практически идентичны стеклам основной массы андезитовых пемз других извержений.

Можно констатировать, что состав остаточного кислого расплава достаточно стабилен, поскольку характеристики стекол основной массы тефры нескольких крупных извержений голоценового времени и современных пеплов (Толстых и др., 2015, 2020), а также разновременных дистальных пеплов вулкана Шивелуч, приведенные в работе (Ponomareva et al., 2015), чрезвычайно схожи между собой. Следовательно, можно допустить, что этот усредненный дацитовый состав характеризует и стекловатые частицы пеплов слабых извержений, в том числе и те, которые учитывает алгоритм обратного поглощения.

*Реконструкция массы изверженного материала в пепловых облаках по спутниковым снимкам.* К сожалению, для описанных выше извержений 2018 и 2019 гг. расчет объемных показателей по анализу спутниковых снимков пепловых облаков не представляется возможным из-за крупной размерности пепловых частиц (Prata, 1989): облака этих достаточно сильных выбросов содержат значительный объем материала размерностью > 50 мкм, что делает их «невидимыми» для спутника.

Однако более слабые извержения, пепловые облака которых представлены более легкими частицами меньшей размерности, позволяют получить численные характеристики расхода изверженного материала. Примеры таких результатов представлены в табл. 1. Для сравнения можно привести данные НИЦ «Планета», Хабаровск: согласно анализу спутникового снимка, облако слабого извержения вулкана Шивелуч 08.2019 г. содержало тонкий пепел общей массой 1029272 тонн (Филей, 2019). Очевидно, что порядки величин при оценке массы изверженного материала совпадают.

Стоит отметить, что используемый для данных расчетов алгоритм предполагает анализ горизонтальной проекции пеплового облака, не учитывающий его объем; следовательно, эти расчеты определяют лишь минимальные величины массы вещества в облаке.

*Характеристика современной эруптивной активности вулкана.* В результате анализа сводных данных из архива Камчатской группы реагирования на вулканические извержения VONA/KVERT за 2014–2020 годы было установлено, что в период 2014–2017 годы режим работы вулкана оставался стабильным, за этот срок зафиксировано 247 событий, связанных с пеплово-газовыми выбросами с высотой облака 7–12 км н.у.м. Таким образом, усредненное ежегодное количество событий, связанных с эксплозивной активностью, достаточно велико – более 60.

2018 год стал периодом относительного покоя вулкана, в течение 12 месяцев было зарегистрировано только 8 эпизодов активности, причем 7 из них – в декабре; это была серия выбросов, предшествующая активизации роста экстрезивного купола Молодой Шивелуч (Мельников и др., 2019). В 2020 году на вулкане продолжается рост экстрезии, пепловые выбросы единичны.



**Таблица 1.** Количественные характеристики пепловых облаков некоторых извержений, рассчитанные по алгоритму обратного поглощения по спутниковым снимкам VIIRS

Дата, время	Макс/сред Высота пеплового облака, н.у.м., м.	Дата, время снимка VIIRS Suomi NPP	Общая масса пепла*, т.	$\sigma$ , т/ км <sup>2</sup> ,	Мин/ сред/ макс масса пепла, т/ км <sup>2</sup>
09.01.2018 22:34 UTC	9268 / 3266	10.01.2018 02:20 UTC	2 017 137	7.90162	0.5100315 /5.33063 /183.9203
12.09.2017 23:52 UTC	10000 / 5700	13.09.2017 1:11 UTC	2 333 225	7.901618	0.5100315 /5.33063 /183.9203

Примечания \* – расчет проводился согласно алгоритму (Prata, 1989, Pavolonis, 2018).

Итак, если во время слабых извержений минимальная масса выброшенного пепла составляет 1–2 млн. тонн, то в период 2014-2017 гг. среднегодовые объемы изверженного тонкого материала могут составить около 100 млн тонн.

*Реконструкция массы изверженных плотных лав вулкана Шивелуч.* Зафиксированное КВЕРТ изменение характера активности вулкана в 2018-2019 гг. хорошо коррелирует с результатами анализа ЦМР (цифровой модели рельефа): реконструированный объем активного купола Шивелуч на 2019 год составил 0.82 км<sup>3</sup>, а на 2018 год (по данным космоснимка спутника Pleiades от 18.07.2018 г.) – 0.66 км<sup>3</sup>. Таким образом, за 1 год объем купола увеличился на 0.16 км<sup>3</sup> (Shevchenko, 2019).

При расчете на среднюю плотность андезита 2,5 т/м<sup>3</sup> масса изверженного за 2019 г. плотного материала составляет около 400 млн. тонн. В то время как в более ранние периоды более слабой экструзивной активности среднегодовая масса изверженных плотных пород составляла около 82 млн. тонн (Shevchenko et al., 2015, 2019).

Кроме плотных экструзивных пород для общего баланса масс изверженного вещества необходимо учитывать вещество пирокластических потоков; по реконструкциям (Shevchenko, 2015, Горбач, 2011) их совокупный объем может достигать 0.6 км<sup>3</sup> за период 2003–2012 гг., из них 0.4 приходится на долю материала разрушения купола. Не производя детальных подсчетов, получаем усредненный среднегодовой объем ювенильного материала, изверженного, главным образом, в виде крупной вспененной пирокластики андезитового состава, который составляет всего около 0.02 км<sup>3</sup>, а масса – около 10 млн. т.

*Соотношение масс изверженного материала вулкана Шивелуч.* Таким образом, для андезитового вулкана Шивелуч на период 2014–2017 гг., в преимущественно эксплозивную фазу деятельности, характеризующуюся частыми выбросами, годовой баланс изверженного материала примерно таков: около 82 млн т. плотного лавового материала андезитового состава, около 10 млн т вспененного материала андезитового состава (пемзовые лапилли), и по минимальным оценкам около 100 млн т. стекловатых пеплов дацитового состава.

Следовательно, поскольку объемы дацитового материала весьма велики, общий баланс вулканических продуктов вулкана Шивелуч может быть смещен в более кислую область. В этом случае можно предполагать наличие обширного очага преимущественно кислого состава, с высокими содержаниями воды, в котором постоянно идут процессы кристаллизации и кумуляции вкрапленников, а также удаление избытка кислого расплава и флюидной фазы в форме газово-пепловых облаков слабых извержений. По мере накопления значительного объема кумулята андезитового состава может происходить смена характера активности вулканического центра и активизация экструзивных процессов.

*Работа выполнена в рамках темы государственного задания 0137-2019-0014.*



### Литература:

- Горбач Н.В., Портнягин М.В. Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана Молодой Шивелуч // Петрология. 2011. Т.19. С. 140–172.
- Мельников Д.В., Гирина О.А., Маневич А.Г. Характеристика активности вулкана Шивелуч в 2018-2019 гг. по данным наземных и спутниковых наблюдений// Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы конференции. 2019. С. 98-101. с. 98–101
- Толстых М.Л., Певзнер М.М., Наумов В.Б., Бабанский А.Д., Кононкова Н.Н. Типы расплавов, формировавших пирокластические породы различных структурно-возрастных комплексов вулканического массива Шивелуч (Камчатка), по данным изучения расплавных включений // Петрология. 2015. Т. 23. С. 521–560.
- Толстых М.Л., Бабанский А.Д., Горбач Н.В., Мельников Д.В. Характеристики пеплов вулкана Шивелуч извержений декабря 2018 г. и августа 2019 г. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы конференции. 2020. С. 56–59.
- Филей А.А. Автоматическое обнаружение вулканического пепла по спутниковым данным //Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. N4. Сс. 63–73.
- Bonadonna C., Houghton B.F. Total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposits//Bulletin of Volcanolog. 2006. V.67 (5). Pp. 441–456.
- Humphreys M.C., Blundy J.D., Sparks R.S. Shallow-level decompression crystallization and deep magma supply at Shiveluch Volcano // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. V. 155. N1. P. 45–61.
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram// J. Petrology. 1986 Vol. 27. N 3. Pp. 745–750.
- Pavolonis M., Qi, Hongming. NOAA JPSS Visible Infrared Imaging Radiometer Suite (VIIRS) Volcanic Ash Detection and Height Environmental Data Record (EDR) from NDE.NOAA National Centers for Environmental Information. 2017. doi:10.7289/V5BK19KS.
- Ponomareva V., Portnyagin M., Pevzner M., Blaauw M., Kyle Ph., Derkachev A. Tephra from andesitic Shiveluch volcano, Kamchatka, NW Pacific: chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass // International Journal of Earth Sciences. 2015. Vol. 104, No. 5. Pp. 1459–1482.
- Prata A.J. Observation of volcanic ash clouds in the 10-12 micron window using AVHRR/2 Data//Intern. J. Remote Sensing. 1989. V. 10(4-5) P. 751–761.
- Shevchenko A.V., Dvigalo V.N., SviridI.Yu. Airborne photogrammetry and geomorphological analysis of the 2001-2012 exogenous dome growth at Molodoy ShiveluchVolcano, Kamchatka // J. of Volcanology and Geothermal Research. 2015. V. 304. Pp. 94–107.
- Shevchenko A.V., Zorn E.u., Walter T.R., Vasilieva M.S. Morphological changes from the 2018-2019 eruption at Shiveluch volcano, Kamchatka, observed with radar and optical satellite data//TerraSAR-X/TanDEM-X Science Team Meeting. 2019: abstracts. Oberpfaffenhofen, Germany.

## ТРАПЫ СИБИРИ – ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

**Томшин М.Д., Васильева А.Е., Копылова А.Г.**

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия, lexu\_y@rambler.ru*

Сибирская платформа является одной из крупных изверженных провинций, с которой связано формирование Сибирских траппов. До настоящего времени доминирует мнение о кратковременности этого события, укладывающегося в интервал  $250 \pm 1$  млн лет (Reichow et al., 2002; Добрецов, 2005 и др.). В то же время существуют свидетельства (геологические, изотопно-геохронологические) из разных регионов платформы о том, что трапповый магматизм был многоактным и продолжительным. В естественных обнажениях крупных пластовых интрузивов наблюдаются их взаимные пересечения. В ходе изучения базитов восточного борта Тунгусской синеклизы на примере огромного объема фактического материала (сотни обнажений, десятки скважин) было установлено, что траппы могут быть



уверенно разделены по петрохимическим и геохимическим признакам на три петрохимические группы (Томшин и др., 2005). Оказалось, что эти три группы магматитов соответствуют разным фазам внедрения, установленным по взаимному пересечению интрузивов.

Тектоно-магматическая деятельность в поздней перми началась с внедрения в осадочные породы нижнего и верхнего палеозоя многоступенчатых трапповых силлов, относящихся к умереннотитанистым базитам I петрохимического типа. Данные интрузии установлены на различных глубинах, бронируют примерно треть водоразделов территории. Многоярусные гипабиссальные интрузии уходят на многие десятки, а в восточном направлении – сотни километров от магмоподводящих зон. Вблизи последних мощность интрузивов достигает 400 м с постепенным ее уменьшением к фланговым частям залежей до 30–25 м.

Строение интрузивов относительно однородно. Они сложены в основном мелко- и среднезернистыми долеритами, габбро-долеритами, реже отмечены шпирь. Долериты и габбро-долериты состоят примерно на 50 % из плагиоклаза, на 35–40 % из клинопироксена и имеют переменное количество оливина, максимально достигающее 12 %. В долеритах преобладает пойкилоофитовая структура. В интрузивах значительной мощности внутрикамерная дифференциация приводит к появлению оливиновых и троктолитовых разностей габбро-долеритов, а в шпировых сегрегациях образуются габбро-пегматиты и феррогаббро. В эндоконтактах тел отмечены порфиновые микродолериты. Химический состав долеритов отвечает среднему траппу по (Кутолин, 1972): 48–49% SiO<sub>2</sub>; 1,5–1,7% TiO<sub>2</sub>; 11–13% Fe<sub>сумм.</sub> и 0,5% K<sub>2</sub>O (табл. 1). Индекс магнезиальности Mg# 47–52. Анализ распределения редких элементов показан на диаграмме (рис. 1). Их спектры распределения слабодифференцированы (La/Yb)<sub>n</sub> < 1,9–3,6. Сумма REE соответствует 62–88 ppm.

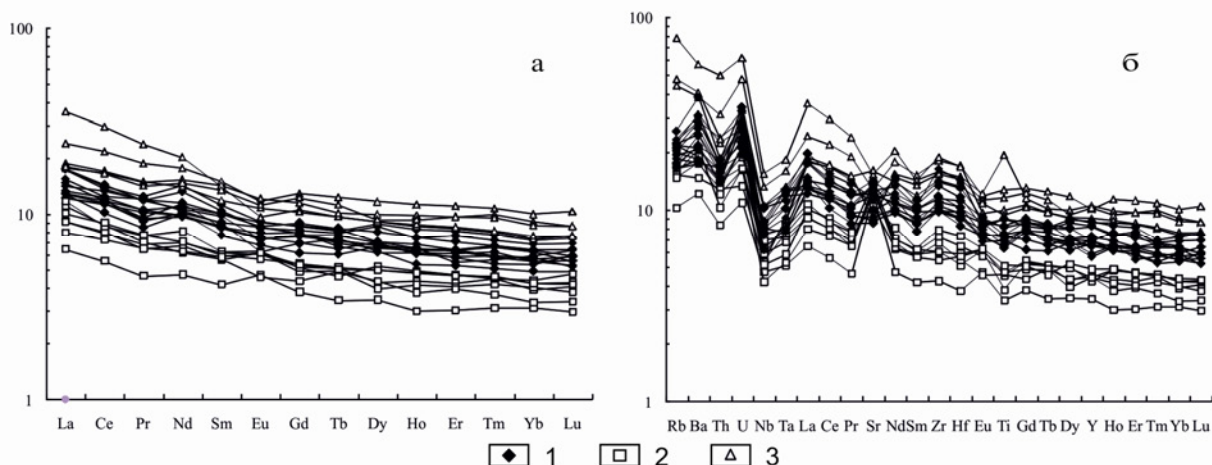
**Таблица 1.** Средние составы траппов восточной части Тунгусской синеклизы, вес. %.

П/х тип	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	S	F	Сумма	n
I	49,0 1	1,51	15,04	4,73	8,01	0,21	6,57	10,92	2,24	0,53	0,16	0,83	0,12	0,04	0,04	99,97	135
II	51,5 5	1,04	14,96	3,93	6,53	0,18	6,97	10,9	2,04	0,81	0,13	0,74	0,17	0,04	0,04	99,90	104
III	49,3 5	2,26	13,44	5,84	9,27	0,26	5,3	9,54	2,41	0,75	0,24	0,66	0,26	0,04	0,05	99,67	18

Интрузивные тела второй петрохимической группы занимают разное гипсометрическое положение. В основном же они залегают под пластовыми интрузивами первого петрохимического типа и лишь на флангах трапповых полей прорывают их, переходя на более высокий гипсометрический уровень.

Расплав, сформировавший рассматриваемые интрузивы, претерпел докамерную кристаллизацию. Долериты имеют порфиновый облик за счет гломеропорфиновых скоплений и отдельных порфириновых кристаллов раннего плагиоклаза. В них постоянно присутствует ранний магнезиальный оливин и маложелезистый клинопироксен. Преобладающая структура пород – офитовая и этим они отличаются от долеритов первого петрохимического типа.

Долериты и габбро-долериты сложены примерно равными количествами плагиоклаза и моноклинного пироксена (40–45 %), оливином, содержание которого достаточно стабильно как по разрезу отдельно взятого интрузива, так и в разных телах, и не превышает 5 %.



**Рис. 1.** Распределение редкоземельных (а) и редких (б) элементов, нормированных к примитивной мантии (Sun S.-S., McDonough W.F, 1989) в траппах восточной части Тунгусской синеклизы: петрохимические типы: 1 – первый; 2 – второй; 3 – третий.

Они содержат более высокое (до 52 %) количество кремнезема и оксида калия (до 1 %), а доля суммарного железа (9–10 %) и оксида титана (до 1 %) (см. табл. 1).

По последнему показателю они относятся к низкотитанистым разностям. Индекс магнезиальности  $Mg\#$  варьирует в пределах 56–62. Анализ распределения редких элементов в долеритах данной группы показал что сумма REE (33–50 ppm) в них ниже, чем в магматитах I петрохимического типа. Для них характерна положительная аномалия ( $Eu/Eu^*_{max} = 1,24$ ), что отражает накопление кумулюсного высокоанортитового плагиоклаза.

Интрузивы третьего петрохимического типа распространены ограничено. По своему геологическому положению они наиболее молодые, поскольку прорывают тела первых двух групп. В большинстве своем они сложены средне- и крупнозернистыми долеритами, часто имеющими трахитоидный облик. Структура пород габбро-офитовая с отчетливо выраженной офитовостью. Количественно-минеральный состав достаточно стабилен: плагиоклаз 48–50 %, клинопироксен 30–33 %, оливин практически отсутствует, а количество окиснорудных минералов достигает 4–5 %. Данные интрузивы резко выделяются по своему химическому составу высоким содержанием титана (от 2,5 до 3,5 %  $TiO_2$ ). Индекс магнезиальности ( $Mg\# = 33–44$ ) свидетельствует о значительной степени дифференциации расплава, его сформировавшего. Содержание редкоземельных элементов здесь наиболее высокое (сумма REE 98–150 ppm). Для них характерен более крутой наклон трендов распределения, а отношение  $(La/Yb)_n$  увеличивается до 2,5–4,8. На вариационных мультикомпонентных диаграммах спектры составов долеритов демонстрируют обогащение наиболее несовместимыми элементами Rb, Ba, Th, U и самые высокие содержания Zn, Hf, Ta, Nb и Y.

Анализ литературных данных по вещественному составу траппов других регионов Тунгусской синеклизы показал, что и здесь достаточно уверенно можно выделять те же три петрохимические группы.

Проведенные ранее определения изотопного возраста долеритов K-Ar методом дают разбегку значений от 235 до 269 млн лет (Олейников, 1979). Полученные в последнее время  $^{39}Ar/^{40}Ar$ , Sm-Nd, U-Pb (по бадделеиту) методами прецизионные изотопные возраста по траппам в разных регионах Тунгусской синеклизы показали, что внедрение траппов происходило в интервале 268–232 млн лет. Более того, удалось установить, что выделенные ранее три петрохимические группы траппов соответствуют своим возрастным рубежам. Так например, располагающиеся на западе синеклизы Байкитский (Алексеева и др., 2016) и Онёкский (Васильев и др., 2010) силлы внедрялись  $256 \pm 3,2$  млн лет и 258,5 млн лет назад.



Ближний возраст имеет Непский силл (252,0 млн лет), находящийся в центральной части синеклизы (Svensen et al., 2009). Моркокинский и Нижне-Томбинский силлы, располагающиеся на северо-востоке синеклизы, имеют возраста 258,2 млн лет и 259,3 млн лет (наши данные). Все эти интрузивы относятся к I петрохимической группе. Вторая возрастная группа, отвечающая интрузивам II петрохимического типа, формировалась 240–245 млн лет назад. Так, например, Падунский и Тулунский силлы (юг синеклизы) и силл в верховьях р. Непа (центральная часть синеклизы) имеют возраста 240,1; 241,6 и 246,3 млн лет соответственно (Ivanov et al., 2019). Интрузивы, входящие в третью петрохимическую группу формировались в районе 230 млн лет. Интрузив на р. Улахан-Вава (средний Вилюй) имеет возраст 232,7 млн лет, а на р. Моркока-Мархарата (северо-восток синеклизы) – 227,9 млн лет.

Таким образом, анализ имеющегося материала по траппам Тунгусской синеклизы дает основание говорить о том, что трапповый магматизм был продолжительным, как минимум около 30 млн лет. Проходил в три основных этапа: 258–252 млн лет, 246–240 млн лет и 232–228 млн лет. Для каждого магматического цикла свойственна своя геохимическая специализация. Возрастные и петрохимические группы траппов установлены в разных частях Тунгусской синеклизы. Делается вывод о длительности существования Сибирского плюма, под воздействием которого последовательно продуцировались геохимически отличающиеся объемы толеитовой магмы.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке грантом РФФИ (Проект № 18-45-140043 p\_a) и по плану НИР ИГАБМ СО РАН.*

#### **Литература:**

Алексеева К.С., Попова Л.П., Постников А.В., Постникова О.В. Изотопно-геохронологический возраст пород трапповой формации в разрезе осадочного чехла Байкальской синеклизы // Доклады Академии наук. 2016. Т.470. № 6. С. 682–687.

Васильев Ю.Р., Мазуров М.П., Прусская С.Н., Травин А.В. Первые данные об  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возрасте трапповых интрузий западного сектора сибирской платформы // Доклады Академии наук. 2010. Т.432. № 4. С.514–517.

Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): Сибирские и Эмейшанские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика. 2005. Т. 46 (9). С. 870–890.

Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. – Новосибирск: Наука. 1979. 263 с.

Томшин М.Д., Копылова А.Г., Тянь О.А. Петрохимическое разнообразие траппов восточной периферии Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 1. С. 72–82.

H. Svensen, S. Planke, A. G. Polozov [et al.] Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis // Earth and Planetary Science Letters. 2009. Vol. 277. No 3–4. P. 490–500.

Ivanov Alexei V., He Huaiyu, Yang Liekun, Nikolaeva Irina V., Paleskii Stanislav V.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of the Siberian traps // Journal of Asian Earth Sciences. 2009. V. 35.P.1–12.

Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Pringle M.S., Almkhamedov A.I., Medvedev A.I., Kirda N.P. Ar-40/Ar-39 dates from the West Siberian Basin: Siberian flood basalt province doubled // Science. 2002. Т. 296. № 5574. С. 1846–1849.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes / Ed. A.D. Saunders, M.J. Norry // Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.



## ДАЙКИ ВЫСОКОТИТАНИСТЫХ ДОЛЕРИТОВ ВБЛИЗИ КИМБЕРЛИТОВ (ЯКУТИЯ)

*Томшин М. Д.<sup>1</sup>, Похиленко Н. П.<sup>2</sup>, Гоголева С. С.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия,  
gogoleva\_ss@mail.ru*

<sup>2</sup>*Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,  
chief@igm.nsc.ru*

Обобщение исследований по химическому составу долеритов Вилюйско-Мархинского дайкового пояса (ВМПД) выявило среди них локальные участки с аномально высоким содержанием  $TiO_2$  и ряда редкоземельных элементов. Эти участки оказались приуроченными к кимберлитам. На сегодня в пределах ВМПД известны три кимберлитовых поля: Мало-Ботубинское, Накынское и Сюльдюкарское, где оказались совмещены в пространстве и во времени дайки ВМПД и кимберлиты. Становление долеритов пояса проходило в верхнедевонское время и, согласно изотопным данным, полученным  $^{39}Ar/^{40}Ar$  методом, отвечает интервалу от 373.7 до 376.3 млн лет (Томшин, 2000, Courtillot et al., 2010 и др). Формирование кимберлитов Мало-Ботубинского и Накынского полей приурочено к границе девона и карбона (362–364 млн лет) (Агашев и др., 2004, Зайцев и др., 2010 и др.).

Анализ химического состава долеритов даек, расположенных в пределах контуров Накынского кимберлитового поля, показал, что вблизи кимберлитов в долеритах увеличивается содержание  $TiO_2$  и ряда редкоземельных элементов, таких как Ta, Th, Hf, Y, Nd (табл. 1). Это увеличение происходит постепенно. За пределами поля в интрузиве Цепочечный и в дайке на р. Марха (обн. ОБ-247) содержание  $TiO_2$  равно 2.33 и 2.23 мас. %, соответствуя его типичному содержанию в долеритах ВМПД (рис. 1а, табл. 1). Внутри поля по его краю примерно в 10 км от кимберлитов трубки Нюрбинская, в интрузиве Линдакит, доля  $TiO_2$  – 2.83 мас. %. В дайке 38/43, расположенной в 3 км от той же трубки – 3.94 мас. %, а в дайках, находящихся в непосредственной близости от трубки (на расстоянии 500–700 м от нее) уже достигает 4.45–4.65 мас. % (табл. 1, рис. 1а). Петрографические и минералогические характеристики долеритов остаются прежними. Подобный анализ поведения химического состава долеритов в пределах Мало-Ботубинского и Сюльдюкарского полей оказался таким же (рис. 1б и 1в). Более того, в кимберлите трубки Сюльдюкарская поднят ксенолит долерита, в котором содержание  $TiO_2$  достигает 6.03 мас. % (рис. 1в). Близкая к описанной выше ситуации в поведении титана и REE была отмечена и для долеритов даек Молодинского дайкового пояса, находящихся вблизи кимберлитов Куойкского кимберлитового поля (р. Оленек). В долеритах даек, располагающихся вблизи кимберлитовой трубки Обнаженная, содержание  $TiO_2$  колеблется от 4.0 до 4.5 мас. %, а за пределами контуров поля опускается до рядовых значений – 2.3–2.6 мас. %. Видно закономерное изменение химического состава долеритов, прежде всего в поведении титана, Th, Hf, Yb, Nd, в дайках, расположенных на территориях кимберлитовых полей. Такое изменение базитового расплава возможно лишь на магматической стадии эволюции. Возраст кимберлитов Накынского и Мало-Ботубинского полей 363–364 млн. лет (Агашев и др., 2004). Они возникли после становления даек ВМПД (368.5–374.4 млн. лет (Томшин и др., 2017) и не могли оказывать влияние на базиты, тем более в отсутствии прямого контакта между собой.

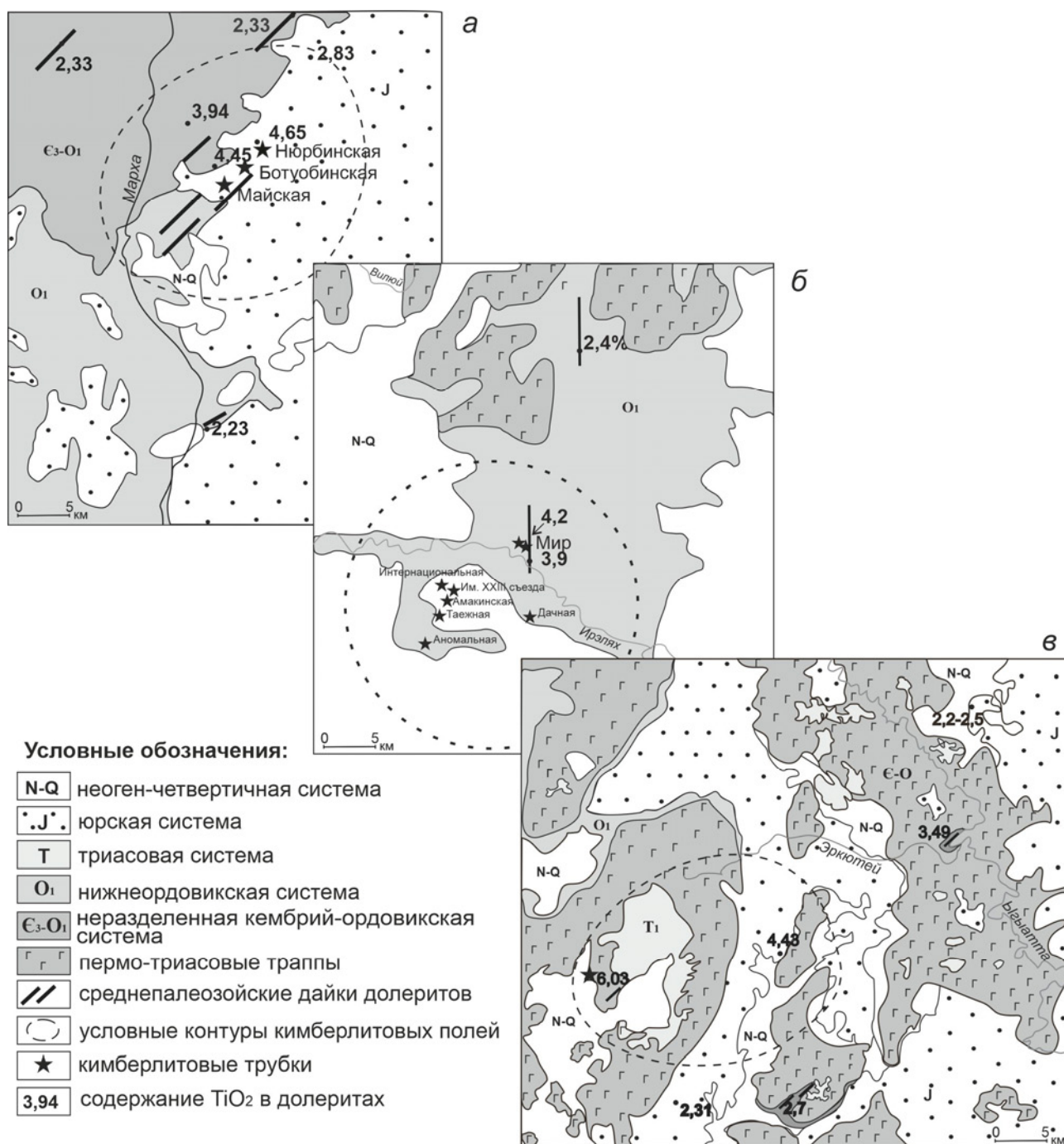
На основе изучения изотопных систематик кимберлитов месторождений Мир, Таежное, Ботубинское, Обнаженная, Удачная и др. допускается (Зайцев и др., 2010), что изохроны с возрастом 420 млн лет могут отвечать событиям, связанным с зарождением в это время протокимберлитов, тогда как становление собственно кимберлитов происходило много позже.



**Таблица 1.** Химический (мас. %) и микроэлементный (г/т) составы представительных проб долеритов Накынского кимберлитового поля.

	ОБ-247	Цепочечный	Линдакит	38/43-30, 38/43-91	Долериты даек вблизи Кимберлитовой тр. Нюрбинская		Ср. значение для долеритов ВМПД (n=153/52)
SiO <sub>2</sub>	47,68	48,40	46,59	47,19	47,48	46,28	48,43
TiO <sub>2</sub>	2,23	2,33	2,83	3,14	4,65	4,45	2,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,35	14,16	12,45	13,12	13,91	12,69	13,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,83	2,56	5,52	3,03	3,47	4,05	3,95
FeO	7,54	11,26	10,18	11,44	9,66	10,68	9,94
MnO	0,31	0,20	0,17	0,20	0,15	0,16	0,19
MgO	6,92	5,61	6,66	6,01	6,02	4,95	5,84
CaO	11,67	9,81	9,34	8,08	8,83	7,40	9,63
Na <sub>2</sub> O	2,72	2,31	2,18	2,46	2,87	1,96	2,30
K <sub>2</sub> O	1,25	1,10	1,69	1,28	1,88	4,20	1,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,28	0,62	0,38	0,50	0,71	0,36
H <sub>2</sub> O+	1,94	1,36	0,93	3,16	1,96	1,24	1,53
CO <sub>2</sub>	He	0,13	He опр.	0,33	He опр.	0,41	He опр.
S	0,04	He опр.	0,10	He опр.	0,12	0,04	He опр.
F	0,07	He опр.	0,22	He опр.	0,08	0,24	He опр.
сумма	99,66	99,51	99,50	99,61	101,59	99,43	100,0
Th		1,97	3,20	2,86	4,38	5,25	2,42
U		0,57	0,98	0,83	1,15	1,52	0,72
Nb		22,86	33,65	36,23	42,20	56,16	27,13
Ta		1,47	2,34	3,06	2,92	3,83	1,91
Zr		189,25	278,67	248,50	313,33	503,00	216
Hf		4,70	6,95	6,35	7,61	11,84	5,36
Y		30,78	40,50	33,50	28,93	62,19	32,34
La		19,02	29,75	27,40	37,50	47,34	23,20
Ce		44,63	68,20	63,38	87,48	110,00	53,40
Pr		6,04	9,01	8,33	11,68	14,23	7,08
Nd		26,62	38,77	36,49	50,82	61,60	30,69
Sm		6,38	8,90	8,28	10,72	14,64	7,09
Eu		1,94	2,65	2,57	3,18	3,58	2,15
Gd		6,51	8,91	8,02	9,04	14,43	7,06
Tb		1,03	1,39	1,25	1,26	2,24	1,10
Dy		6,04	8,24	7,11	6,52	12,53	6,49
Yb		2,95	3,97	3,09	2,25	5,31	3,11
Lu		0,43	0,58	0,43	0,32	0,77	0,45
∑PЗЭ		128,25	197,00	176,00	225,00	296,00	147
Ga		21,09	21,55	23,04	24,38	26,79	He опр.
Be		0,96	1,39	1,49	1,45	2,31	He опр.
Cd		0,56	0,77	0,48	0,62	0,84	He опр.

Примечание. Определение породообразующих элементов проводилось классическим методом мокрой химии в лаборатории физико-химических методов анализа (ИГАБМ СО РАН, г. Якутск, аналитик Л.А. Галенчикова. Редкие элементы анализировались методом (ICP-MS) на приборе Elan 6100 DRC (ИМГРЭ, г. Москва, аналитик Д.З.Журавлев).



**Рис. 1.** Положение даек долеритов относительно кимберлитов: а – Накынского; б – Мало-Ботубинского, в – Сюдьюкарского полей.

В работе (Agashev et al., 2013) продолжительность кимберлиитообразования связывается с длительностью процесса метасоматоза истощенных перидотитов основания литосферы и их вторичным обогащением. Учитывая сказанное логично предположить, что начальные процессы кимберлиитообразования могли оказывать опосредованно влияние на базиты в момент их выплавления. Экспериментальными работами А. Я. Медведева с коллегами (1987) показано, что содержание титана в базальтовом расплаве возрастает с повышением давления. Модельными исследованиями с базальтами Emeishan (Le Zhang et al., 2019) установлено, что базальтовые магмы с более высокими содержаниями титана и HREE могут появляться в





результате частичного плавления мантийного источника типа РМ в поле устойчивости граната при более высоких давлениях, чем в случае выплавления обычных толеитов.

Предполагается, что на момент образования астеносферной базальтовой линзы Вилуйского палеорифта протолит кимберлитов, связанный с вторично обогащенными перидотитами, согласно (Agashev et al., 2013), уже существовал. Над всплывающим диапиром протокимберлитов (Pokhilenko et al., 2015) формировалась локальная зона повышенных давлений и температур, локальному воздействию которых был подвергнут протолит базальтов. Здесь, при образовании базальтов Вилуйского палеорифта возникали (локально) условия для формирования высокотитанистого, обогащенного редкими землями расплава. Выравнивание геохимического состава между высокотитанистыми базитами и остальным расплавом было незначительным. В дальнейшем оба расплава, поступая в верхние горизонты Земной коры, формировали дайки ВМДП, в том числе и, локально, дайки высокотитанистых долеритов. Внедрившиеся вслед за базитами кимберлиты располагались естественно вблизи даек долеритов с высоким содержанием титана и REE.

Учитывая сказанное и на основании изучения геохимии долеритов ВМДП, авторы предполагают обнаружение в пределах пояса еще двух перспективных на открытие кимберлитов участков: Тенкеляхского, расположенного в 20–30 км севернее известного Накынского поля, и Кюлянкинского на севере ВМДП.

Таким образом высокотитанистые долериты дайковых поясов можно использовать как один из поисковых критериев на кимберлиты. В этом плане представляют практический интерес долериты Чаро-Синского дайкового пояса, поскольку среди них нами установлены дайки с содержанием окиси титана от 4.0 до 4.5 мас. % при средних значениях для долеритов пояса 2.3–2.5 мас. %.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты: 18-45-140043p\_a, 20-05-00662a и в рамках плана НИР ИГАБМ СО РАН.*

#### **Литература:**

Агашев А. М., Похиленко Н. П., Толстов А.В., Поляничко В. В., Мальковец В. Г., Соболев Н. В. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутской алмазоносной провинции // ДАН. 2004. Т. 399. № 1. С. 95–99.

Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции // ИГАБМ СО РАН; Якутск: Офсет. 2010. С. 108.

Томшин М.Д. Особенности глубинной дифференциации базитов Вилуйского палеорифта // Петрология на рубеже XXI века. Сыктывкар. 2000. Т. 1. С. 203–205.

Томшин М. Д., Похиленко Н. П., Тарских Е. А. Морфология кимберлитовой трубки Нюрбинская и ее взаимоотношение с долеритовой дайкой // ДАН. 2017. Т. 477 (5). С. 600–605.

Agashev, A.M., Ionov, D.A., Pokhilenko, N.P., Golovin, A.V., Cherepanova, Y., and Sharygin, I.S. Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya // Lithos. 2013. 160–161. P. 201–215.

Courtillot V., Kravchinsky V.A., Quidelleur X., Renne P.R., Gladkochub D.P. Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Siberia): eruption at the time of Late Devonian extinction events // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 300. p. 239–245.

Le Zhang, Zhong-Yuan Rena, Monica R. Handlerd, Ya-Dong Wu, Lei Zhang, Sheng-Ping Qiana, Xiao-Ping Xia, Qing Yang, Yi-Gang Xu. The origins of high-Ti and low-Ti magmas in large igneous provinces, insights from melt inclusion trace elements and Sr-Pb isotopes in the Emeishan large Igneous Province // Lithos. 2019. V. 344–345. P. 122–133.

Pokhilenko N.P., Agashev A.M., Litasov K.D., Pokhilenko L.N. Carbonatite metasomatism of peridotite lithospheric mantle: implications for diamond formation and carbonatite-kimberlite magmatism // Russian Geology and Geophysics. 2015. Vol. 56. Iss. 1–2. P.280–295.



## СОСТАВ И ИЗОТОПНЫЕ ПАРАМЕТРЫ МЕТАБАЗАЛЬТОВ И ГАББРОИДОВ ОНОТСКОГО ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО БЛОКА (ЮГО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ) КАК ИНДИКАТОРЫ ИЗМЕНЕНИЯ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ ОТ АРХЕЯ К ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЮ

*Туркина О.М., Изох А.Э.*

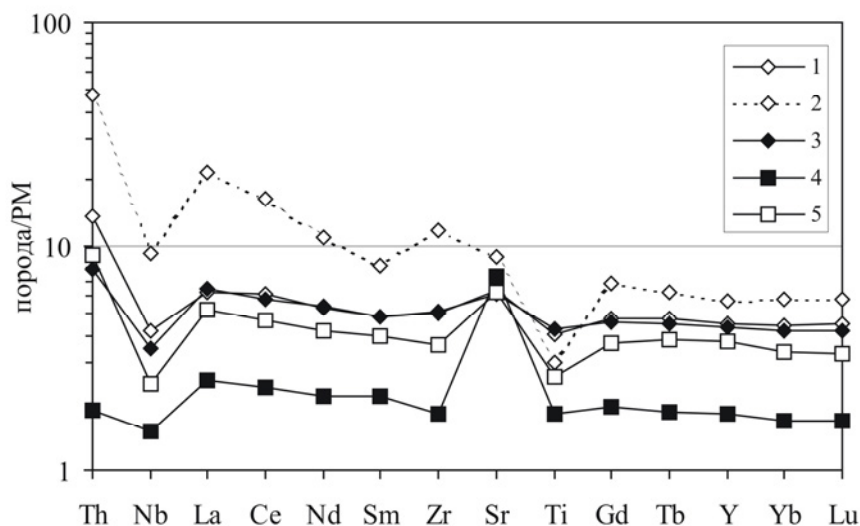
*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, turkina@igm.nsc.ru*

Детальные исследования вещественных характеристик базальтов архейских зеленокаменных поясов (ЗКП) выявили широкое разнообразие их состава, по которому они сопоставляются с современными базальтами океанических плато, субдукционных обстановок и континентальных рифтов. Вместе с тем раннеархейские базальты не обнаруживают резко выраженных геохимических характеристик, обусловленных генерацией из обогащенных или деплетированных мантийных резервуаров (Komiyu et al., 2004). Геохимические сигнатуры, присущие обогащенным, деплетированным и гидратированным (преобразованным под действием флюида) мантийным источникам становятся более отчетливыми у базальтов, формировавшихся в течение переходного периода геологической истории от 3 до 2 млрд лет (Condie, 2018). В Онотском гранит-зеленокаменном блоке Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона) представлены мафические ассоциации двух возрастных уровней. Мезоархейский возраст metabазальтов (амфиболитов) ЗКП определен на основании U-Pb датирования циркона из подстилающих метариолитов ( $2886 \pm 8$  млн лет) (Turkina et al., 2020). К палеопротерозойскому этапу (~1.86 млрд лет) относится формирование массивов и более мелких тел недеформированных постскладчатых габброноритов и габброидов. Наличие в Онотском блоке разновозрастных базитовых комплексов позволяет проследить изменение вещественных и изотопных параметров их мантийных источников от архея к палеопротерозою.

В строении Онотского блока выделяются палеоархейские (3.4 млрд лет) плагиогнейсы и плагиогранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава (ТТГ комплекс) и отложения мезоархейского ЗКП. Метабазальты представлены в нижней части разреза ЗКП (малоиретская свита), где они переслаиваются с доминирующими метариолитами (микрогнейсами) и наиболее широко развиты в верхней его части (камчадальская свита). Архейский ТТГ комплекс и отложения ЗКП интродуцированы палеопротерозойскими гранитами и габброидами. Палеопротерозойские габброиды образуют крупный Алзагайский массив, имеющий секущие контакты с амфиболитами камчадальской толщи, и ряд более мелких тел в районе г. Камчадал. Амфиболиты Онотского ЗКП сложены преимущественно роговой обманкой и основным плагиоклазом. Габбронориты Алзагайского массива состоят из клино- и ортопироксена и плагиоклаза, породы в различной степени амфиболизированы. Мелкие тела сложены амфиболизированными микрогаббро.

Архейские амфиболиты Онотского ЗКП по содержанию главных элементов ( $\text{SiO}_2=48\text{--}56\%$ ) отвечают базальтам, редко андезибазальтам, последние встречаются преимущественно среди пород малоиретской свиты. Диапазон Mg# от 59 до 45 отражает их дифференцированный характер, а высокое  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  принадлежность к толеитовой серии. Все амфиболиты имеют низкие концентрации  $\text{TiO}_2$  (0.65–1.3%) и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.03–0.12%), возрастающие при снижении Mg#. Породы характеризуются низкими концентрациями высокочarged элементов (Zr, Nb, Y), которые имеют прямую корреляцию с содержанием  $\text{TiO}_2$ . Большинство амфиболитов демонстрируют слабо фракционированные спектры РЗЭ ( $(\text{La}/\text{Yb})_n=0.9\text{--}1.8$ ). В породах андезибазальтового состава отчетливо проявлено обогащение легкими РЗЭ ( $(\text{La}/\text{Sm})_n=1.9\text{--}3.1$ ), появляется слабый Eu минимум ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.7\text{--}0.8$ ) и возрастают концентрации Th, Zr и Nb. Преобладающие амфиболиты демонстрируют

«плоские» мультиэлементные спектры с отчетливой отрицательной аномалией Nb (рис. 1). Породы андезибазальтового состава имеют более фракционированные мультиэлементные спектры с резкими минимумами по Nb ( $Nb/Nb^*=0.2-0.7$ ) и Ti.

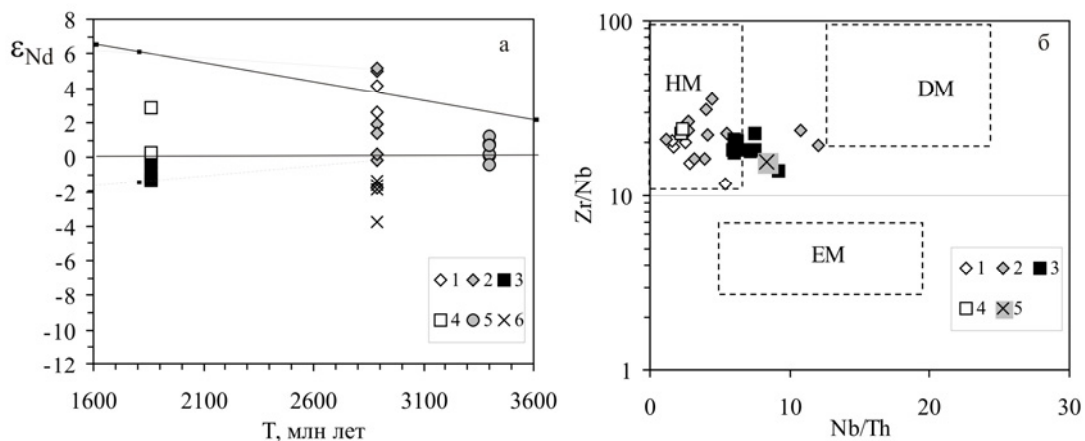


**Рис. 1.** Мультиэлементные спектры амфиболитов и габброидов Онотского блока (средние значения). Амфиболиты: 1 – малоиретская свита, 2 – тоже андезибазальтового состава, 3 – камчадалская свита; 4 – габбронориты Алзагайского массива, 5 – микрогаббро мелких тел.

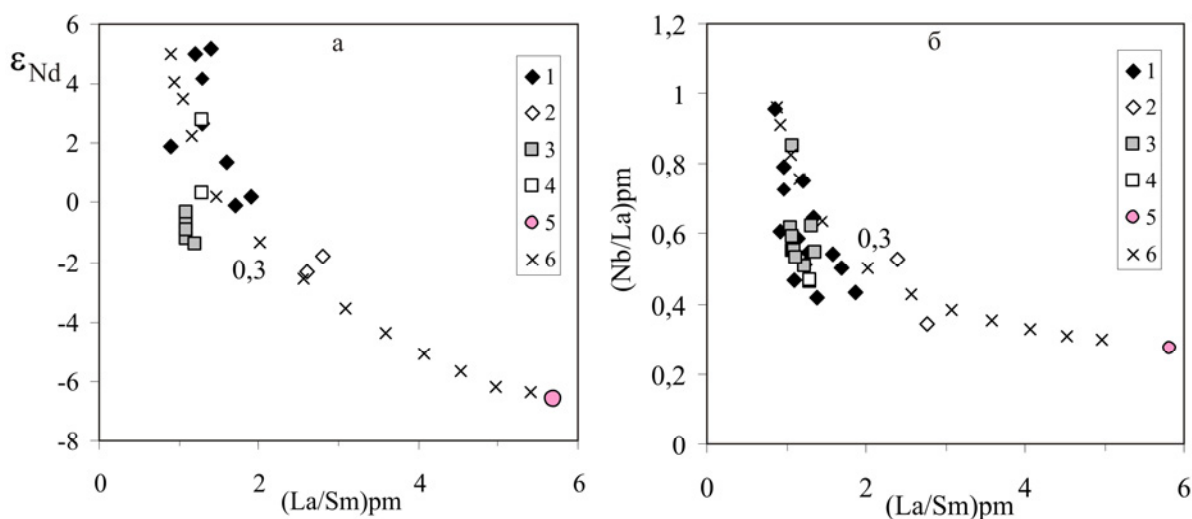
Габбронориты Алзагайского массива  $SiO_2$  (48–49,3%) имеют высокий  $Mg\#$  (75–69). Габбро из мелких тел представлены более дифференцированными разностями с  $Mg\# = 65-50$ . Габбронориты обеднены  $TiO_2$  (0,28–0,54%),  $P_2O_5$  (0,02–0,04%) и некогерентными редкими элементами, их содержание слабо возрастает в габброидах мелких тел. Редкоземельные спектры габброноритов «плоские» ( $(La/Sm)_n=1.0-1.3$  и  $(Gd/Yb)_n=1.0-1.2$ ) с концентрациями 3–8 хондритовых уровней. На мультиэлементных спектрах проявлено слабое обеднение Nb ( $Nb/Nb^*=0.7-1.0$ ) и резкий Sr максимум (рис. 1). Габброиды мелких тел имеют более резкий Nb минимум ( $Nb/Nb^*=0.4$ ) на мультиэлементных спектрах.

Архейские (2,86 млрд лет) амфиболиты ЗКП базальтового состава имеют широкий диапазон преимущественно положительных значений  $\epsilon_{Nd}(t)$  от +5.2 до -0.1, тогда как амфиболиты андезибазальтового состава – отрицательные  $\epsilon_{Nd}(t)$  (-1.8 и -2.3). Палеопротерозойские габбронориты Алзагайского массива характеризуются отрицательными величинами  $\epsilon_{Nd}(t)$  от 0 до -1.4, тогда как габброиды мелких – положительными –  $\epsilon_{Nd}(t)$  от +2.8 и +0.3 (рис. 2 а).

Вариации изотопного Nd состава амфиболитов и Nb минимум могут быть следствием либо контаминации мафической магмы коровым материалом, либо обогащения Th и легкими РЗЭ их мантийного источника под влиянием флюида/расплава. Признаки коровой контаминации отчетливо проявлены для амфиболитов андезибазальтового состава, которые характеризуются обогащением легкими РЗЭ, наличием Eu минимума и отрицательными  $\epsilon_{Nd}(t)$ , на диаграммах (рис. 3) точки их состава ложатся на линии смешения с коровым компонентом, отвечающим породам ТТГ комплекса. Для большинства амфиболитов слабо проявлена корреляция между  $\epsilon_{Nd}(t)$  и  $(La/Sm)_{pm}$  и  $(Nb/La)_{pm}$  и  $(La/Sm)_{pm}$  (рис. 3), а вариации рассматриваемых параметров предполагают вклад корового компонента до 20-30%, что не согласуется с составом амфиболитов по петрогенным элементам.



**Рис. 2.** Диаграммы  $T - \epsilon_{Nd}$  (а) и  $Nb/Th - Zr/Nb$  (б) для амфиболитов и габброидов Онотского блока. а. Амфиболиты: 1 – малоиретской и 2 – камчадальской свит; 3 – габбронориты, 4 – микрогаббро, 5 – породы ТТГ комплекса, 6 – микрогнейсы (метариолиты) малоиретской свиты. б. Амфиболиты: 1 – малоиретской и 2 – камчадальской свит; 3 – габбронориты, 4 – микрогаббро, 5 – примитивная мантия. Поля мантийных источников по (Condie, 2018): DM – деплетированный, EM – обогащенный мантия, HM – «гидратированный».



**Рис. 3.** Диаграммы  $(La/Sm)_{pm} - \epsilon_{Nd}$  (а) и  $(La/Sm)_{pm} - (Nb/La)_{pm}$  (б) для амфиболитов и габброидов Онотского блока. Амфиболиты: 1 – базальтового и 2 – андезибазальтового состава; 3 – габбронориты, 4 – микрогаббро, 5 – породы ТТГ комплекса, 6 – линия смешения (цифрой указана доля ТТГ-компонента).

Таким образом, изотопно-геохимические параметры амфиболитов скорее свидетельствуют в пользу унаследования характеристик от гетерогенного мантийного источника, а не вклада коровой контаминации. Согласно результатам геохимического моделирования по немобильным редким элементам (HREE, Y, Zr, Nb), амфиболиты могли образоваться из деплетированного мантийного источника, что коррелирует с положительными значениями  $\epsilon_{Nd}(t)$ . Относительное обогащение Th и LREE в сравнении с модельным расплавом вероятно связано с метасоматозом мантийного субстрата при воздействии флюидов/расплавов, что согласуется с положением точек этих пород на диаграмме  $Nb/Th - Zr/Nb$  преимущественно в поле «гидратированного» мантийного источника (рис. 2б).



Для габброноритов анализ характера мантийного источника осложняется их кумулятивной природой. Согласно расчетной оценке расплав, из которого происходило образование габброноритов, характеризуется величинами  $Nb/Zr_{pm}$  и  $Nb/Y_{pm}$  больше 1. Это указывает на генерацию магмы из недеплетированного мантийного источника и коррелирует с отрицательными величинами  $\epsilon_{Nd}(t)$  габброноритов. Формирование слабо обогащенного источника габброноритов вероятно имело длительную предысторию. Эволюция изотопного состава архейской литосферной мантии, параметры которой отражают амфиболиты, за счет радиоактивного распада позволяет получить к палеопротерозою величины  $\epsilon_{Nd}(t)$  до -1.4, что отвечает минимальным значениям для габброноритов. Напротив, габброиды мелких тел с  $\epsilon_{Nd}(t)$  от +2.8 и +0.3 формировались из деплетированных источников. Различия в изотопном составе габброноритов и габброидов мелких тел предполагает гетерогенность палеопротерозойской субконтинентальной литосферной мантии и/или вклад астеносферного источника.

**Выводы.** 1. Мезоархейские амфиболиты Онотского ЗКП формировались из деплетированного мантийного источника. Вариации изотопного состава и слабое обогащение Th и легкими РЗЭ отражают гетерогенность мезоархейской мантии и ее преобразование при воздействии флюидов/расплавов, предшествующее плавлению на рубеже ~2.88 млрд лет. С коровой контаминацией было связано образование амфиболитов андезибазальтового состава. 2. Судя по геохимическим и изотопным Nd характеристикам палеопротерозойские габбронориты и габброиды образовались как из деплетированных, так и слабо обогащенных мантийных источников. Формирование слабо обогащенных по изотопному составу мантийных субстратов к рубежу ~1.86 млрд лет могло быть результатом эволюции мезоархейской литосферной мантии путем радиоактивного распада. 3. Синтез полученной информации по метабазальтам и габброидам Онотского блока показывает, что от мезоархея к палеопротерозою происходило увеличение гетерогенности мантийных источников, продуцирующих мафические магмы, и смена их изотопных характеристик от деплетированных к обогащенным.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 20-05-00265).*

#### **Литература:**

Condie K.C. A planet in transition: the onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga? // *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9. P. 51–60.

Komiya T., Maruyama S., Hirata T. et al. Geochemistry of the oldest MORB and OIB in the Isua Supracrustal Belt, southern West Greenland: Implications for the composition and temperature of early Archean upper mantle // *The Island Arc*. 2004. V. 13. P. 47–72.

Turkina O.M., Sukhorukov V.P., Sergeev S.A. Mesoarchean bimodal volcanic rocks of the Onot greenstone belt, southwestern Siberian craton: implications for magmatism in an extension/rift setting // *Precambrian Res.* 2020. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105731>

## **РУДНЫЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ЧЕТЛАССКОГО КАМНЯ, СРЕДНИЙ ТИМАН**

**Удоратина О.В.<sup>1, 2</sup>, Варламов Д.А.<sup>3</sup>, Бурцев И.Н.<sup>1</sup>, Капитанова В.А.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, [udoratina@geo.komisc.ru](mailto:udoratina@geo.komisc.ru)

<sup>2</sup>Томский государственный университет, Томск, Россия

<sup>3</sup>Институт экспериментальной минералогии, Черноголовка, Россия

В верховьях рек Косью, Бобровая, Мезень на Среднем Тимане на поверхность выведены средне-позднерифейские метатерригенные породы четласской серии и



перекрывающие их карбонатно-терригенные отложения быстринской серии, которые прорываются телами щелочно-ультраосновных пород четласского комплекса, а также сопровождающими их щелочные рудные метасоматиты. Распространены щелочные ультраосновные породы, карбонатиты, ореолы фенитов меланократового и лейкократового облика, а также жильные образования.

Комплексная редкометалльно-торий-редкоземельная минерализация в основном связана с породами жильной серии и рассматривается как серия рудных полей. С юга на север это Верхне-Шугорское→Мезенское (Мезенское и Нижнее Мезенское)→Косьюское→Бобровское (Бобровское и Нижнее (Новое) Бобровское)→Октябрьское (Ивенсен, 1964, Костюхин, Степаненко, 1987, Лихачев, 1994, Макеев и др., 2008, Недосекова и др., 2017).

*Породы субстрата* представлены слабометаморфизованными метаосадочными отложениями визингской, новобобровской и светлинской свит четласской серии. Отложения представлены комплексами кварцитопесчаников, переслаивающихся с глинистыми сланцами. Рудные метасоматиты приурочены к зонам нарушений в них. Полученные литологические, химические и геохимические характеристики указывают на формирование осадков в относительно стабильных тектонических условиях пассивной континентальной окраины. Основным источником обломочного материала при формировании полевошпатовых мелкозернистых метапесчаников были метаосадочные и, в меньшей степени, кислые магматические породы, в том числе, измененные в коре выветривания. Источником поступления обломочного материала являлись кристаллические комплексы фундамента Восточно-Европейской платформы. Полученные геохронологические (U-Pb, LA ICP MS) данные свидетельствуют о том, что отложения четласской серии (светлинские и визингские) накапливались в конце среднего – начале позднего рифея (Удоратина и др., 2017, Брусницына и др., 2018, 2019). Карбонатно-метатерригенные отложения быстринской серии перекрывают отложения четласской серии, условия их формирования и возраст определены и близки установленным для четласской серии (Брусницына и др., 2018, 2019).

*Ультраосновные дайковые тела.* Особенности минерального, петрографического и петро-геохимического состава ультраосновных пород отражают сложный и непостоянный состав родительской магмы. Нередко породы насыщены всевозможными ксенолитами вмещающих пород, изменены щелочными процессами и дезинтегрированы в зоне окисления. Определения этих ультраосновных пород варьируют: лампрофиры, щелочные пикриты, кимпикриты, айликиты; и указывают на то, что породы являются производными мантийной, насыщенной карбонатом магмы (Недосекова и др., 2017). За исключением рудного поля Косью, где обнаружены карбонатиты совместно с ультраосновными породами, в остальных рудных полях наблюдаются только дайки ультраосновного состава. Это оливин-пироксеновые породы с биотитом (флогопитом) с амфиболами, хлоритом, карбонатом (доломитом, сидеритом), калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, эпидотом и цоизитом, цеолитами, рудным магнетитом, пиритом и акцессорными апатитом и цирконом. Пироксен представлен авгитом, в измененных разностях эгирином, амфиболы - гастингситом и тремолитом. Нередко породы нацело изменены последующими процессами фенитизации и находятся в зоне окисления превращаясь в сыпуче-комковатую массы с трудом поддающиеся какой либо классификации. Петрохимически породы распадаются на группы по химическим составам по рудным полям, как правило, это *калиевые* породы. Содержание  $K_2O$  в ультраосновных породах в рудных полях варьирует (мас.%, таблица) Косьюское 0.4–3.0, Новобобровское 8.0, Нижне Мезенское 1, Октябрьское 5.0 (Udoratina et. al., 2019). Сильно варьируют содержания таких элементов как Cr и Ni. Содержание P3Э (г/т): Косьюское 276–405, Новобобровское 4646, Нижне Мезенское 419, Октябрьское 383. Хорошо выделяются фенитизированные разности пород с повышенными содержаниями Nb, La, Ce,



Nd Th, Zn, Pb. Установленный ранее (K-Ar, валовый состав) и подтвержденный нами возраст наименее измененных пород (Ar-Ar, флогопит) составляет  $600 \pm 15(30)$  млн лет (Удоратина, Травин, 2016), Имеются и более древние данные по возрастам (Макеев и др., 2009).

*Гидротермально-метасоматические породы* (гетит-полевошпат-кварцевые и кварц-гетит-гематитовые), как и магматиты, приурочены к разломам северо-восточного заложения. Участки их локализации представляют собой метасоматически преобразованные зоны вмещающих пород – фениты. В жильных полях редкометалльно-редкоземельные минералы образуют достаточно крупные выделения. Минералы редких металлов представлены *колумбитом, ильменорутилом и Nb-рутилом* при развитии в метатерригенных отложениях и *колумбитом, ильменорутилом, пирохлором* при развитии в карбонатно-метатерригенных отложениях и корях выветривания по ним. Редкоземельные минералы представлены *монацитом, ксенотимом, редкоземельными (фтор)карбонатами*.

Рудные поля, оконтуренные по содержанию рудных элементов, нередко не имеют визуализированных границ, рудными являются и жильные образования, и фенитизированные породы. Наблюдаются как калиевые, так и натриевые метасоматиты. Из всех рудных полей имеющих близкий набор рудных элементов Nb, LREE (и минералов) выделяется одно (Октябрьское) с иттриевой спецификой (Nb, HREE, Y) табл. 1.

В обобщенном виде рудоносный щелочной процесс развивается во всех породах и магматических, и метатерригенных, и карбонатно-метатерригенных, но наиболее крупные скопления рудных локализованы в зальбандах гидротермальных жил и околожильных фенитах.

*Калиевые метасоматиты* – представлены зонами развития в основном микроклина (реже совместно с мусковитом) в кварцитопесчаниках, микроклин пропитывает кварцитопесчаники, максимально измененные породы – микроклиниты. Принадлежность калиевого полевого шпата к микроклину подтверждена рентгеноструктурными исследованиями. Петрохимически в кварцитопесчаниках уменьшается (мас. %) содержание кремнекислоты до 61-50 и нарастает содержание оксида калия, достигая 10–11.

*Натриевые метасоматиты* – распространены наряду с калиевыми, нередко чередуясь с ними, и представлены альбитизированными и эгиринизированными разностями кварцитопесчаников. Наблюдается «пропитка» кварцитопесчаников этими минералами и развитие жильной минерализации. Петрографически максимально измененные породы – вплоть до почти мономинеральных альбититов и эгиринитов. Петрохимически в исходных кварцитопесчаниках также наблюдается уменьшение содержания кремнекислоты (мас. %) до 65 и увеличение содержания оксида натрия до 9–10, при этом также отмечается увеличение содержания оксидов железа.

Геохимически и с калиевыми, и с натриевыми метасоматитами связано увеличение в сотни и тысячи раз содержания Nb, LREE, а на Октябрьском Y, HREE

*Развитие щелочного метасоматоза по субстрату карбонатно-метатерригенных пород (Верхне-Щугорское)*. Рудные минералы (Nb, Sr, LREE) развиты в породах глиноземистой, фосфатно-глиноземистой и редкометалльно-глиноземистой субформаций, сформированных по субстрату щелочных метасоматитов, в свою очередь, развитых по осадочным терригенно-карбонатным породам павьюгской и ворыквинской свит быстринской серии (Лихачев, 1994).

В развитой по полевошпатовым метасоматитам бокситоносной коре выветривания латеритного типа наследуется текстурный рисунок первично слоистых метасоматитов. Редкометалльно-редкоземельные минералы также унаследованы от первичных щелочных метасоматитов (Удоратина и др., 2020).

В пределах рудных полей изучены следующие минеральные ассоциации (табл. 1) (Варламов, Удоратина, 2019 и ссылки в этой работе).



**Таблица 1.** Минеральный состав рудных полей Среднего Тимана.

Рудное поле	Минералы
Косьюское	<i>Карбонатиты:</i> (фтор)-карбонаты REE (анкилит, бастнезит, бурбанкит, карбоцернаит, стронцианит, паризит), фосфаты (монацит, ксенотим, апатит, Sr-REE-apatит), хлорит, магнетит, ильменорутил, ильменит, титанит, пирохлор (U-пирохлор), колумбит, бадделеит, циркон, магнетит, барит, торит, алланит, торит, сульфиды халькофильных элементов) <i>По ультраосновным породам:</i> альбит, эгирин-авгит, хромшпинелиды, титанит, апатит, кварц, кальцит, алланит, <i>хромоферриалланит-(Ce)</i> , магнетит, халькопирит, пирит. <i>По осадочному субстрату:</i> кварц, альбит, микроклин, мусковит, карбонаты (F-карбонаты, REE-карбонаты), K-амфибол, циркон, апатит, оксиды и гидроксилы железа, золото, колумбит, пирохлор, монацит (Th-монацит), ксенотим, торит (+фосфаты и силикаты Th), рутил, ильменорутил (Mn-ильменорутил), лейкоксен, пирит, халькопирит, галенит.
Новобобровское	<i>По осадочному субстрату:</i> кварц, альбит, микроклин, эгирин, мусковит, <i>янгжумингит</i> , карбонат карбонаты (F-карбонаты, <i>REE-карбонаты</i> ), K-амфибол (высокнатровые Mg-Fe амфиболы с фтором), <i>турмалин</i> , циркон, апатит, оксиды и гидроксилы железа, золото, колумбит, пирохлор, монацит (Th-монацит), ксенотим, торит (фосфаты и силикаты Th), рутил (Rt с WO <sub>3</sub> до 4.5 мас., %), ильменорутил (Mn-ильменорутил), <i>норсетит</i> , <i>голландит</i> , лейкоксен, пирит, халькопирит, галенит.
Октябрьское	<i>По осадочному субстрату:</i> кварц, альбит, микроклин, эгирин, мусковит, циркон, колумбит, ильменорутил, ксенотим, монацит.
Нижне-Мезенское	<i>По осадочному субстрату:</i> кварц, альбит, ортоклаз, мусковит, флогопит, <i>янгжумингит</i> , апатит (Sr-фторапатит), колумбит (Fe-колумбит), монацит, ксенотим, ильменорутил, Nb-рутил, REE карбонаты, ториевые фосфаты Fe, Al, Th ( $\pm$ Sr, Ca), оксиды/гидроксиды железа, сульфатная минерализация в форме сульфатов железа и ярозита, а также комплексных Fe-Al сульфософосфатов, зачастую с торием.
Верхне-Щугорское	Пирохлор (Sr-пирохлор, Pb-пирохлор), колумбит (Fe-колумбит, Ti-колумбит), ильменорутил, монацит, ксенотим.

Курсивом выделены впервые обнаруженные минералы.

Несопоставимыми по масштабам являются мощности магматических тел (первые м) и зон метасоматически измененных пород (десятки м). Отсутствует четко выраженная латеральная классическая зональность, однако зональность в распределении минералов и элементов наблюдается.

Условия щелочного процесса определены по минеральным ассоциациям, исследованиям газовой-жидких включений в кварце рудных жил, а также рассчитаны по рентгеноструктурным данным полевых шпатов. Устойчивая ассоциация альбита и эгирина и предполагаемый источник – щелочные магматические комплексы, указывают на развитие в исследуемых породах фенитовых ассоциаций с температурами формирования в пределах 450–420 °С.

Возраст процессов щелочного метасоматоза определен различными методами (Ar-Ar, Sm-Nd, U-Th-Pb) (табл. 2) (Удуратина и др., 2015, 2016, 2020, Удуратина, Капитанова, 2017).

По данным И. И. Голубевой с соавторами процессы щелочного метасоматоза и рудогенеза могут быть более древними на основании датирования альбита из цемента брекчированного ксенолита (Косьюское рудное поле), его возраст (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar метод) составляет 845 ± 8 млн лет (Голубева и др., 2019).





*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Республики Коми в рамках научного проекта № 20-45-110010.*

**Таблица 2.** Возраст щелочных метасоматитов и руд Среднего Тимана

Рудное поле	Минерал, порода	Метод	Возраст, млн лет
Новобобровское	Микроклин	Ar-Ar	564.0 ± 7.8
	Монацит-колумбит-торит	Sm-Nd	581 ± 47
	Монацит	U-Th-Pb (СНМЕ)	552 ± 31
Октябрьское	Микроклин	Ar-Ar	541 ± 6 513.2 ± 3.8
Верхне-Щугорское	Вал	K-Ar	520

### Литература:

Бруницына Е.А., Ершова В.Б., Худолей А.К., Андерсен Т. Результаты исследований U-Pb изотопного возраста обломочных цирконов из средне-верхнерифейских отложений Четласского Камня (Средний Тиман) / Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Мат-лы 28-й науч. конф. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019, С. 7–11.

Голубева И.И., Бурцев И.Н., А.В. Травин, Ремизов Д.Н., Филиппов В.Н., Шуйский А.С. Парагенетическая связь флюидизатно-эксплозивных ультрамафитов дайкового комплекса с карбонатитами (Средний Тиман) // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Мат-лы XVII Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар. 2019. С. 22–24.

Ивенсен Ю. П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.-Л.: Наука, 1964, 126 с.

Костюхин М. Н., Степаненко В. И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука, 1987. 232 с.

Лихачев В.В. Редкометалльность бокситоносной коры выветривания Среднего Тимана. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1993. 224 с.

Макеев А.Б., Андреичев В.Л., Брянчанинова Н.И. Возраст лампрофиров Среднего Тимана: первые Rb-Sr данные // Докл. РАН. 2009. Т. 426, № 1. С. 94–97.

Макеев А.Б., Лебедев В.А., Брянчанинова Н.И. Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 348 с.

Недосекова И.Л., Замятин Д.В., Удоратина О.В. Рудная специализация карбонатитовых комплексов Урала и Тимана / Литосфера 2017. № 2. С. 60–77.

Удоратина О.В., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б. Возраст метапесчаников верхнедевонской четласской серии Среднего Тимана на основании U-Pb датирования детритных цирконов / Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Вып. 5. С. 15–32.

Удоратина О.В., Варламов Д.А., Макеев Б.А., Шуйский А.С., Капитанова В.А. Ti-Fe-Nb минеральные фазы из бокситоносной коры выветривания Верхне-Щугорского месторождения (Средний Тиман) / Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии. Юшкинские чтения 2020. Мат-лы Росс. конф. с межд. участием. Сыктывкар. 2020. С. 243–245.

Удоратина О.В., Вирюс А.А., Козырева И.В., Швецова И.В., Капитанова В.А. Возраст монацитов жильной серии четласского комплекса (Средний Тиман): Th-U-Pb данные / Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, № 3, 2015. С. 23–29.

Удоратина О.В., Казанцева М.И., Саватенков В.М. Sm-Nd датирование рудных минералов Новобобровского месторождения (Средний Тиман) / Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов. Тр. XXXIII межд. конф. Москва. ГЕОХИ. 27 мая 2016 г. // Отв. ред. акад. Когарко Л. Н. М.: ГЕОХИ РАН, 2016. С. 134–136.

Удоратина О.В., Капитанова В.А. Редкометалльно-редкоземельные месторождения и рудопроявления севера Урала и Тимана: геохронология рудного процесса / Известия Коми НЦ УрО РАН, 2016. №4(28). С. 86–101.

Удоратина О.В., Травин А.В. Щелочные пикриты четласского комплекса Среднего Тимана: Ar-Ar данные // Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма. Мат-лы 30 Международной конференции. Анталия-Москва, 2014. С. 82–84.

Удоратина О.В., Травин А.В., Бурцев И.Н., Куликова К.В., Губарев И.А. Октябрьское рудное поле (Средний Тиман): Ar-Ar data / Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, 2020 (17) С. 534–538.

Udoratina O.V., Kulikova K.V., Varlamov D.A., Shmakova A.M. Geochemical characteristics of alkaline picrites of rare-metal-rare-earth ore fields (Middle Timan) / «Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits». Proc. XXXVI Int. Conf., Saint Petersburg State University, 23-26 May 2019, M.: GEOKNI RAS, pp. 313–316.

## УНИКАЛЬНЫЕ УЛЬТРАКАЛИЕВЫЕ ПОРОДЫ ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО ТИМАНА

Удоратина О.В.<sup>1,2</sup>, Куликова К.В.<sup>1</sup>

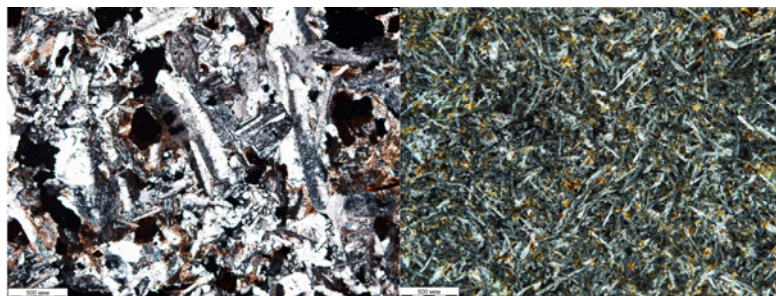
<sup>1</sup>Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, [udoratina@geo.komisc.ru](mailto:udoratina@geo.komisc.ru)

<sup>2</sup>Томский государственный университет, Томск, Россия

Ультракалиевые магматические породы обнаружены в пределах Среднего и Южного Тимана. Выявленные образования не соответствуют петрографически, минералогически и по своему химическому составу ультракалиевым щелочным породам утвержденным петрографическим кодексом. Породы характеризуются особенностями и долгое время относились либо к метасоматическим, либо к магматическим образованиям которым были предложены в разное время различные названия от метасоматических *фельдшпатолиты*, *ортотлазиты*, *микроклиниты*, до магматических *тиманиты*.

Породы известны в пределах Цилемского, Четласского Камней (Средний Тиман) и Ухтинского вала (Южный Тиман). На всех выявленных участках породы парагенетически связаны с траповыми базальтами позднедевонского канино-тиманского комплекса. Они, как правило, прорывают их, исключая Цилемский Камень, где прорывают среднедевонские терригенные отложения.

По форме породы слагают различные тела дайковые, трубчатые, межпластовые. Петрографически выделяются микросиениты и фонолиты, эксплозивные брекчии, щелочные базальты. Породы во всех фациальных проявлениях имеют эффузивный облик. Как правило для пород характерен светлый цвет бежевых оттенков от темного до светлого тонов. Микрзернистые, криптозернистые. В них отмечается порфировая с микролитовой основной массой структура, обусловленная вкрапленниками слабоупорядоченного санидина (подтверждено рентгеноструктурными исследованиями). В случае высокого содержания санидина (до 90 %), порода приобретает бостонитовую микроструктуру (рис. 1а). Чаше просто микролитовая (рис. 1б)



**Рис. 1.** Примеры микроструктур ультракалиевых пород: а – элементы бостонитовой структуры в дайковых сиенитах, б – микролитовая структура в карбонатизированных фонолитах. Николи скрещены.



Текстура плотная и пористая (кавернозная до 10 %). Часто КПШ частично пелитизирован. Кроме КПШ в породе большой процент составляет К-стекло до 5 об., % (с содержанием  $K_2O$  5–6 мас., %). Отсутствуют какие либо темноцветные минералы. Акцессорные минералы представлены фторапатитом, субмикронными редкоземельными фазами, титаномагнетитом, ильменитом и анатазом. Нередко в породе наблюдается развитие поздних карбонатов, заполняющих пустоты (каверны). Определяющим возможно в классификации этих образований служит по наличию каверн их утраченная составляющая возможно кварц или нефелин, тогда бы эти породы нашли место в петрографическом кодексе, и не были бы столь крайне калиевыми, возможно эта составляющая была газовая.

Петрохимически составы пород варьируют: отмечаются сиениты, фонолиты, фонотейфриты, тефрифонолиты, щелочные базальты (как правило, это карбонатизированные фонолиты). Все разновидности пород являются ультракалиевыми ( $K_2O$  до 15 мас. %) и относятся к формации щелочных вулканитов. Содержание кремнекислоты (мас. %) составляет 59–68 и 51–53 в карбонатизированных разностях.

Спектры распределения РЗЭ (нормированные на хондрит CI) не идентичны, у всех выявленных пород характеризуются преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми, в наиболее раскристаллизованных разностях содержание РЗЭ уменьшается и глубина Eu-минимума увеличивается.

Установленный возраст пород, млн лет: составляет для дайковых фонолитов Цилемского Камня  $365 \pm 8$  (К-Аг (вал)), дайковых сиенитов Четласского камня  $294 \pm 4$  (Аг-Аг, санидин), межпластового тела щелочных базальтов Четласского камня  $336 \pm 7$  (К-Аг (вал)), межпластового тела щелочных базальтов Ухтинского Вала ( $326 \pm 7$  (К-Аг (вал))).

Полученные данные подтверждают установленные ранее для дайки Четласского Камня К-Аг методом 270–288 млн лет (Мальков и др., 2006), щелочные базальты Сидоровской «дайки» Вольско-Вымской гряды  $343\text{--}361 \pm 15$  млн. лет К-Аг метод (Брянчанинова и др., 2000), а для трахитов  $294 \pm 15$  млн. лет (Ваганов и др., 2011).

Sm-Nd изотопно-геохимические данные для щелочных вулканитов –  $\epsilon Nd(t)$  на уровне +2.3–+4.1, отношение Sm/Nd в пределах 0.284–0.288 и  $^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2s = 0.5128$ , указывают на то, что их расплавы формировались при попадании в зону мантийного плавления деламинированной нижней коры континентов (Иванов, 2010).

Таким образом, на Тимане вслед за образованием в среднедевонское время трапповой формации ( $389 \pm 8$  млн лет) происходило растянутое во времени (поздний девон – ранняя пермь) формирование формации щелочных (ультракалиевых) вулканитов, типичные образования которых проявились в дайковой и эксплозивной фациях. Учитывая геологические (дайки, трубки, межпластовые тела), петрографические (наличие санидина и К-стекла), петро-геохимические ( $K_2O$ , REE) и изотопно-геохимические (К-Аг, Аг-Аг, Sm-Nd) данные мы рассматриваем возможность выделения позднедевонско раннепермского щелочного гипабиссально-вулканического комплекса на Тимане (Удоротина и др., 2016, 2019, 2019).

*Исследования выполняются в рамках госзадания №ГР АААА-А17-117121270035-0 и гранта Правительства Российской Федерации № 14.У26.31.0012. Исследования выполнены на базе ЦКП «Геонаука» г. Сыктывкар, ЦЛ ВСЕГЕИ, ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, ИЭМ РАН г. Москва.*

#### **Литература:**

Брянчанинова Н.И., Макеев А.Б., Стефанская Л.В. Ультракалиевые ультраосновные породы алмазозного поля Ичетью // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы: Материалы 2 Всерос. петрограф. совещ.: [Сыктывкар. 27-30 июня 2000 г.]. Сыктывкар: Геопринт, 2000. Т. 4. С. 24-27.

Иванов А.В. Глубинная геодинамика: границы процесса по геохимическим и петрологическим данным // Геодинамика и тектонофизика, 2010, т. 1, № 1, с. 87-102.



Мальков Б.А., Филлиппов В.Н., Швецова И.В. Тиманит – уникальная высокотитанистая ультракалиевая разновидность трахита: Средний Тиман, поздний палеозой // Вестн. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. 2006. № 2. С. 13–21.

Природа «туффизитов» Среднего Тимана в связи с проблемой коренных источников алмазов. Отв. Ред. Ваганов В.И.. Авторы: Ваганов В.И., Голубев Ю.К., Щербакова Т.Е. и др. М.: ЦНИГРИ, 2011, 50 стр., илл. 16

Удоратина О.В., Бурцев И.Н., Куликова К.В., Голубева И.И. Ультракалиевые магматические комплексы Тимана / Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Мат-лы XVII Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар. 2019. С. 104–106.

Удоратина О.В., Саватенков В.М., Куликова К.В. Ультракалиевые породы Тимана: Sm-Nd изотопные данные // XXII Симпозиум по геохимии изотопов им. академика А.П. Виноградова. (29–31 октября). Расширенные тезисы докладов / ГЕОХИ РАН. М.: Акварель. 2019 С. 434–439.

Удоратина О.В., Травин А.В., Куликова К.В., Варламов Д. А. Свидетельства раннепермского импульса ультракалиевого магматизма на Среднем Тимане / Бюл. моск. испытателей природы. Отд. геол. 2016. Т. 91. Вып 2–3. С. 29–35.

## УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ГАББРОНОРИТОВ В ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКОМ ОРОГЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ КЕЛЕЙНОГУБСКОГО МАССИВА)

*Устинова В.В.<sup>1,2</sup>, Максимов О.А.<sup>2</sup>, Егорова С.В.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>*Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия, vikaustinova@yandex.ru*

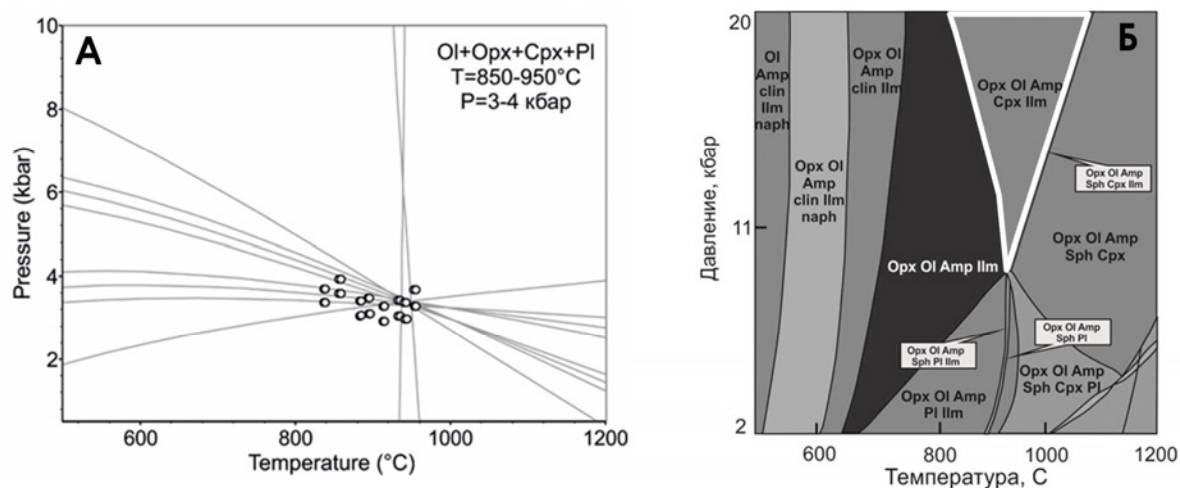
<sup>2</sup>*Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия, olemaximov@mail.ru, zumlic@mail.ru*

Одной из наиболее острых проблем на протяжении всей истории изучения Фенноскандинавского щита (ФЩ) является расшифровка событий и условий формирования подвижных поясов. Классическим примером раннедокембрийской складчатой структуры является Беломорский подвижный пояс (БПП), располагающийся в северо-восточной части щита. БПП представляет из себя сложный тектонический коллаж, представленный архейскими и палеопротерозойскими комплексами, претерпевшими неоднократный метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций (до эклогитовой) (Володичев 2008, Слабунов и др., 2005). Палеопротерозойские метаморфические преобразования коровых комплексов Беломорского подвижного пояса были сформированы в течение нескольких последовательных метаморфических эпизодов, отвечавших этапам становления Лапландско-Кольского орогена (1.95–1.86 млрд лет). В настоящее время имеется обширная информация об РТ-трендах гранулитового метаморфизма базит-ультрабазитовых интрузий, связанного с эпизодами становления Лапландско-Кольского коллизийного орогена (Азимов и др., 2017). Подобные РТ-тренды наблюдаются и для Келейногубского массива БПП.

Келейногубский габброноритовый массив расположен в 1 км к югу от окончания губы Парфеевской озера Лоухского. В основании массив сложен средне-крупнозернистыми лерцолитами, оливиновыми вебстеритами, вебстеритами, оливиновыми меланогабброноритами, оливиновыми габброноритами, габброноритами и оливиновыми габбро, с характерными для пород этого комплекса коронарными (друзитовыми) структурами. Коронарные структуры представлены в виде концентрически-зональных построек, сложенных метаморфическим ортопироксеном (Orx2), диопсидом (Di), гранатом (Grt), амфиболом – паргаситом (Prg), которые развиваются вокруг магматического оливина (Ol1) (реже ортопироксена (Orx 1)) на границе с магматическим плагиоклазом (Pl). Краевые части массива более интенсивно метаморфизованны и сложены слабо рассланцованными, среднезернистыми и существенно амфиболовыми породами, в которых несмотря на

неоднократные метаморфические преобразования сохраняются реликты магматического ортопироксена (Orx1), авгита (Aug) и оливина (Ol1). Среди новообразованных метаморфических минералов установлены амфибол (Amp1 и Amp2), оливин (Ol2), ортопироксен (Orx3) и диопсид (Cpx2).

Метаморфические процессы в породах центра тела Келейногубского интрузива в первую очередь выражены в развитии коронарных структур. Начальные метаморфические преобразования породы связаны с формированием на границе магматического оливина и плагиоклаза, в центральной части, друзитовых структур с реакцией  $Ol+Pl \rightarrow Cpx+Orx+Spl+Pl$ . Оценки условий для этого этапа по  $Ol1-Orx2-Di-Pl$  минеральной ассоциации, рассчитанные методом мультиравновесной термобарометрии TWEEQU (Berman, 1991) в программе TWQ, находятся в интервале 850–950 °С и 3–4 кбар (рис 1, А), что соответствует области низких давлений гранулитовой фации. Более поздние метаморфические события привели к формированию гранатовый и амфиболовой каймы. В породах краевой части массива наиболее ярко проявлены процессы метаморфической переработки с интенсивной амфиболизацией, которые также связаны с более поздним этапом преобразования. Согласно псевдоразрезу (рис 1, Б), рассчитанному в *Perple\_X* версии 6.7.4 (Connolly, 2005) с базой данных Холланда и Пауэлла (Holland and Powell, 1998), поле стабильности  $Orx3-Ol2-Amp2-Cpx2-Plm$  метаморфической минеральной ассоциации из краевой части массива располагается в области высокобарной гранулитовой фации с минимальными условиями образования при  $T = 900^\circ\text{C}$  и  $P \geq 8$  кбар.



**Рис. 1.** (А) – пример TWQ-диаграммы для первого этапа формирования коронарных структур в породах центральной части с  $Ol-Pl-Cpx-Orx$  минеральной ассоциацией; (Б) – P–T псевдосекция в системе  $NCTiFMMnASHO$  для амфиболизированного ультрамафита из краевой зоны. Белым контуром выделено поле формирования  $Orx3-Ol2-Amp2-Cpx2-Plm$  минеральной ассоциации.

Таким образом, работа позволяет выделить по PТ-параметрам преобразования пород Келейногубского массива два этапа гранулитового метаморфизма: (1) ранний метаморфический этап, соответствующий условиям гранулитовой фации низких давлений и (2) поздний гранулитовый метаморфизм повышенных давлений. После своего магматического этапа формирования, Келейногубский массив был подвергнут позднепалеопротерозойским интенсивным тектоно-метаморфическим преобразованиям, связанными с событиями в пределах свекофеннского Лапландско-Кольского коллизионного орогена.



### Литература:

Азимов П.Я., Степанова А.В., Егорова С.В., Серебряков Н.С., Бабарина И.И. Ранний позднепалеопротерозойский гранулитовый метаморфизм низких-умеренных давлений в Беломорской провинции Фенноскандии // Геодинамика раннего докембрия: сходство и различия с фанерозоем: тез. науч. конф. Петрозаводск, 2017а. С. 17–21

Володичев О.И. Палеопротерозойские эклогиты Беломорского подвижного пояса (об эклогитизации габбро в дайке комплекса лерцолит-габброноритов) / О.И. Володичев, О.И. Парфенова, Т.И. Кузенко // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. 2008. С. 37–62.

Слабунов, А.И. Беломорский подвижный пояс: Общие черты геологического строения и эволюции // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения / А.И. Слабунов, О.И. Володичев, В.В. Балаганский, Е.В. Бибикина, В.С. Степанов, А.В. Степанова. – Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 6–12.

Berman R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications; in, Quantitative methods in petrology: an issue in honor of Hugh J. Greenwood; Eds. Gordon, T M; Martin, R F // Canadian Miner. 1991. Vol. 29. P. 833–855.

Connolly, J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. 236 (1–2), 524–541.

Holland, T.J.B., Powell, R. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // J. Metamorph. Geol. 1998. 16, 309–344.

---

## КАЛИЕВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ТИПА – ИХ РОЛЬ И МЕСТО В ПРОИСХОЖДЕНИИ МЕЗОЗОЙСКИХ РУДОНОСНЫХ МАГМАТОГЕННЫХ СИСТЕМ АЛДАНО-СТАНОВОГО ГЕОБЛОКА

*Уютов В.И.<sup>1</sup>, Двуреченская С.С.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>ЗАО «Инвестцветмет», Москва, Россия, [viuyutov@preramet.com](mailto:viuyutov@preramet.com):

<sup>2</sup>Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов», Москва, Россия, [akantit\\_c@mail.ru](mailto:akantit_c@mail.ru):

В процессе конструирования непротиворечивых моделей рудоносных систем особая роль и место принадлежит регионально проявленной в границах Алдано-Станового геоблока щелочной флюидной системе интрателлурического происхождения. Её вещественным выражением служат низкотемпературные существенно калишпатовые метасоматиты (гумбеиты) регионального типа.

Доказательствами интрателлурического (немагматогенного) происхождения метасоматитов служат:

1. весьма значительные территориальные масштабы проявления метасоматитов в границах Алданского щита от Южного Верхоянья до Кадаро-Удоканской впадины;
2. огромные объёмы метасоматитов, превышающие объёмы мезозойских магматических масс в доступном изучению срезе;
3. независимость состава метасоматитов от состава пространственно ассоциирующих с ними мезозойских изверженных пород, а также присутствие метасоматитов за пределами мезозойских магматических центров;
4. стабильный возрастной диапазон формирования главных объёмов калиевых метасоматитов, определяющий их положение в начале позднеюрского-раннемелового этапа тектоно-магматической активности;
5. чрезвычайно специфические и легко опознаваемые структурно-вещественные особенности метасоматитов, заключающиеся в их простом и однообразном минеральном



составе (низкотемпературный ортоклаз, феррокарбонат, пирит, кварц, флюорит) и микрозернистой структуре;

6. принципиальная независимость конечных продуктов метасоматоза от состава замещаемых субстратов (уникальная всезамещаемость);

7. низкотемпературный (100–280° в среднем 130–150°) диапазон формирования метасоматитов;

8. характерные особенности химизма метасоматитов, заключающиеся в весьма значительном привносе прежде всего калия, а также углекислоты, сульфидной серы, железа, фтора, определяющих углекисло-водородно-калиевый профиль региональной метасоматической системы;

9. характерная геохимическая специфика метасоматитов, выраженная, прежде всего, повышенными концентрациями U, Au, Ag, Mo, F, которые определяют главные черты мезозойской металлогении Алдано-Станового щита.

По своим масштабам эта флюидная система может рассматриваться как гиперсистема. Подобные системы, по мнению Ф.А. Летникова, характерны для участков континентов с наиболее зрелой литосферой с мощным гранитогнейсовым слоем, как это имеет место на Алданском щите.

С позиций иерархии мезозойских рудоносных систем региональные калиевые метасоматиты в своем масштабном проявлении адекватно соответствуют рудной системе ранга металлогенической области и, одновременно, являются наиболее общим выражением мезозойских вещественных процессов в её границах, а также носителем генетических кодов в отношении происхождения всего разнообразия ассоциаций мезозойских изверженных пород Алданского формационного ряда и рудной минерализации.

Огромный металлогенический потенциал, заключённый в генетически самостоятельной геохимически специализированной щелочной калиевой системе подлитосферного уровня, проявлен как в самостоятельной форме, в частности, в виде месторождений интрателлурического (орто-пневмато-гидротермального, Иванкин, 1991) металлогенического ряда, так и через посредство дочерних рудно-магматогенных систем различного ранга, возникших при участии этой системы.

Уникальные по своим параметрам месторождения золото-молибденит-браннеритовой формации («эльконский тип») и золото-пирит-адуляр-кварцевой формации («курахский тип», «угуйский тип») относятся к интрателлурическому (немагматогенному) классу и являются непосредственными производными этой глубинной системы, образованными в результате её закономерной эволюции по стандартной схеме прогрессирующей силификации. Учитывая комплементарный характер этих месторождений, они могут рассматриваться в качестве двух субформаций единой молибденит-золото-браннерит-гумбеитовой формации.

К магматогенным (дочерним) рудным формациям и соответствующим рудным системам в пределах Центрально-Алданской рудно-магматической системы (ЦАРМС) относятся мелкие и средние месторождения золото-порфировой формации (месторождения Мусковитовое, Новое), ассоциирующие с магмапроявлениями лейцитит-щелочносиенитовой формации; месторождения золото-сульфидно-кварцевой (Лебединское, Колтыконское, Самодумовское, Радостное) и золото-порфировой (Гарбузовское, Самолазовское) формаций, а также мелкие месторождения и рудопроявления молибдена (Дьяхтарское, Турукское), связанные с магматизмом монцонит-сиенитовой формации (Максимов, Уютов, 2010). Каждая из дочерних рудных систем магматогенного типа обладает близким видовым набором минеральных форм, незначительно (на уровне тенденции) различаясь их количественными вариациями. Так, с ассоциациями монцонит-сиенитового типа усиливается молибденовая тенденция, а лейцитит-щелочносиенитового типа – редкометальная.



Универсальный («сквозной») характер дочерних рудных систем в отношении главных рудных элементов (золото, серебро, молибден, уран,) и постоянное присутствие в рудообразующих системах всех типов фтора (флюорита – своеобразной «генетической метки») выразительно подтверждает высказанное Ф.Л. Летниковым (1999) соображение, в соответствии с которым, несмотря на возможные локальные трансформации исходных флюидов, *«первичная рудно-геохимическая специализация исходных гиперсистем остаётся отражённой в составе иерархически соподчиненных ей флюидных систем более низких порядков»*.

Опыт изучения собственно магматического аспекта рудно-магматогенных систем на примере Центрально-Алданской магматогенно-рудной системы (ЦАРМС), а в равной мере и Алданского щита, в целом, приводит нас к заключению о генетическом единстве ассоциаций мезозойских изверженных пород Алданского формационного ряда, обусловленном их формированием в потоках щелочных калиевых флюидов интрателлурического типа.

Теоретические основы концепции магмато- и петрогенезиса в потоках растворов и энергии подкорового происхождения заложены в работах Д.С. Коржинского (1968) и наиболее последовательно развиты в работах Ю.А. Кузнецова (1969), И.М. Волохова (1979), Ф.А. Летникова (1999). Калиевая специализация флюидов регионального типа полностью решает проблему калия при формировании родоначальных базальтовых магм различной (калиевой) щелочности, а именно, магмы лейцитовых базальтов, ортоклазовых базальтов и трахибальтовой, ответственных за формирование, соответственно, фойдовых, щелочно-сиенитовых и монцонит-сиенитовых рядов дифференциации (Билибин, 1940).

Одним из главных вопросов в проблеме генезиса метасоматитов регионального типа является вопрос об источнике калия в метасоматической системе.

Большая группа гипотез, разделяемых автором, связывает источник калия (и других компонентов интрателлурических флюидов) с дегазацией глубин мантии (Д.С. Коржинский, Ю.С. Кузнецов, И.М. Волохов, Ф.А. Летников, и др.) или с импульсной дегазацией жидкого земного ядра (Маракушев и др, 1997). Причиной вспышки региональной флюидной калиевой активности, является мощный энергетический импульс, сопряжённый с разрядкой флюидного давления в жидком земном ядре, положивший начало мезозойской эпохи тектоно-магматической активизации Земли.

#### **Литература:**

Билибин Ю.А. О генезисе щелочных пород // Зап. ВМО. 1940. Сер. 2. ч. 69, вып. 2–3. С. 228–248.

Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. О типизации рудообразующих систем // Геол. руд. мест. № 5. 1991. С. 3–12.

Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Вестник ОГГГГН РАН. №4. 1999. Т.1. № 4(10). С. 5–20. Т. 1. № 4 (10). С. 5–20.

Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.Н. Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 2. С. 3–26.

Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. // Кора и верхняя мантия Земли. М.: 1968, С 69-74.

Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования//Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука. 1969. Т.1. С. 7–20.

Волохов И.М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. Новосибирск. Наука. 1979. 166 с.

Маракушев А.А., Русинов В.Л., Зотов И.А., Панях Н.А., Перцев Н.Н. Глобальные аспекты эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 6. с. 483–501.





## ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ЮЖНОГО УРАЛА: РОЛЬ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И ПЛЮМ- ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ, ФЛЮИДЫ И МИНЕРАГЕНИЯ

Холоднов В.В.<sup>1</sup>, Шардакова Г.Ю.<sup>1,2</sup>, Салихов Д.Н., Рахимов И.Р.<sup>1</sup>, Шагалов Е.С.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии им.акад. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия,  
shardakovagalina@mail.ru

<sup>2</sup>Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

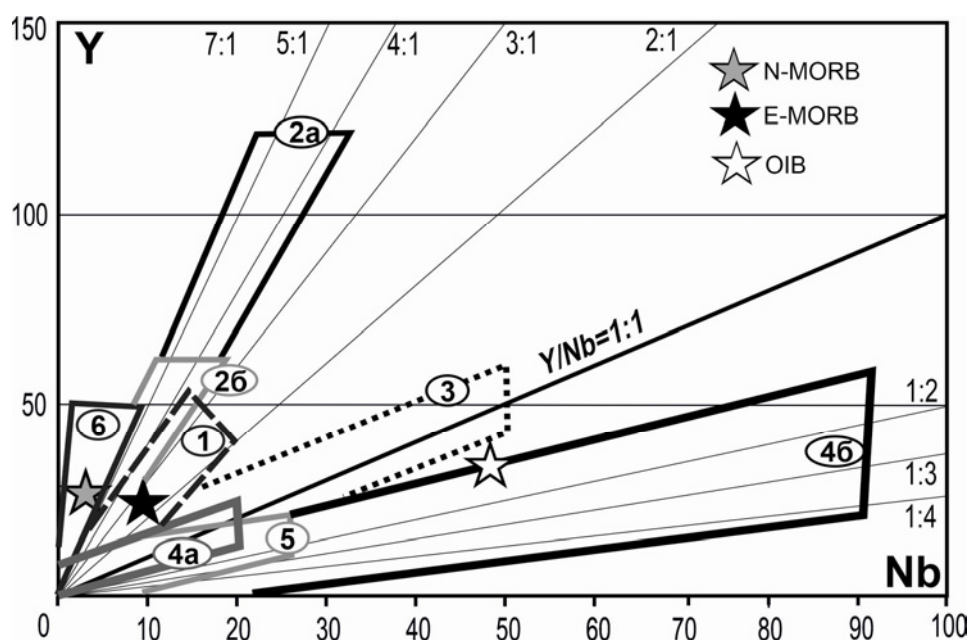
Геодинамические обстановки, имеющие место при развитии активных континентальных окраин (АКО) в составе коллизионных орогенов, характеризуются значительным разнообразием магматических формаций. Для их реконструкции важным инструментом служат петролого-геохимические исследования. На их основе на примере Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон нами показано (Салихов и др., 2019; Холоднов и др., 2021), что в ходе развития АКО на Южном Урале в позднем палеозое происходила неоднократная трансформация геодинамических режимов, которая отразилась в составе гранитоидных серий, в частности, на величине индикаторных отношений (Y/Nb, Nb/Yb, Ba/La и др.).

На раннем этапе (поздний девон–ранний карбон) в условиях конвергентного режима в восточной части Магнитогорской мегазоны (ММЗ) образовалась группа (габбро)-диорит-гранитных массивов (Краснинский, Петропавловский, Верхнеуральский и др.), близких по составу и возрасту к окраинно-континентальным диорит-гранодиорит-порфировым интрузиям Среднего и Южного Урала, сопровождающимся Au-Cu и Cu-Mo-порфировым оруденением. Связь с зоной субдукции подтверждается особенностями флюидного режима при высокой активности Cl и SO<sub>3</sub> (Холоднов, Бушляков, 2002). Y/Nb-индекс в таких породах составляет 4,0–1,0 (рис. 1), указывая, вместе с параметрами  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,70386\text{--}0,70449$  и  $\epsilon\text{Nd}(t) = +1.50$  (Грабежев и др., 2017; Салихов и др., 2019), на существенно мантийный субстрат.

По возрасту и геодинамическому режиму этот тип окраинно-континентальных серий синхронен с ранним этапом формирования крупных мантийно-коровых габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных (ГТГГ) батолитов. Их появление отражает наиболее масштабный этап формирования (365–290 млн. лет) континентальной коры Уральского орогена. Аналогами таких массивов считаются батолиты Андской АКО Сев. Америки (Ферштатер, 2013). Наиболее крупные интрузии (Челябинский, Сыростанский массивы и др.) являются центрами длительной эндогенной активности, для которых характерны многократный анатексис и гомодромная последовательность внедрения (от диорит-тоналит-гранодиоритовой серии к адамеллит-гранитной). Содержания Y и Nb с ростом SiO<sub>2</sub> дискретно понижаются, отвечая этапам частичного плавления на фоне падения температуры, при величине Y/Nb=2–1 (рис. 1). Поздние адамеллит-гранитные серии таких полихронных интрузий несут крупное Au-сульфидно-кварцевое оруденение (Кочкарское м-е и др.). В рудообразующих флюидах этой стадии активность Cl понижена, но для SO<sub>3</sub> остается высокой. На геодинамических диаграммах точки составов всех этих пород лежат в поле надсубдукционных образований.

На этапе перехода от режима конвергентной АКО к трансформному типу, в раннем карбоне в центральной части ММЗ образовался Магнитогорско-Богдановский грабен, где сдвига-раздвиговые структуры контролировали трещинные излияния высокотитанистых базальтов. Вулканизм проявился также в образовании трахидацит-риолитовых серий. Во время среднекарбоневой рифтогенной активизации внедрялась Магнитогорская габбро-гранитная серия. На состав магматитов заметное влияние оказали особенности АКО: под грабеновой структурой существовало «мантийное окно» (slab-window). На это, в частности,

указывает наличие блоков океанической коры в фундаменте Магнитогорской энсиматической дуги (Серавкин, 2010). Габбро и базальты грабена соответствуют внутриплитным образованиям, связанным с обогащенным мантийным источником E-MORB-типа (Салихов и др., 2019). Индикаторным для магматитов «мантийных окон» набором петрологических признаков обладает Магнитогорская габбро-гранитная серия. Породы ее обогащены Ti, Fe, HFSE (Nb, Ta, Y, Zr, Hf), HREE, имеют повышенный Y/Nb-индекс 5,0–3,0 (рис. 1). На составе вулcano-плутонической ассоциации центральной части ММЗ также отразилось взаимодействие магматических расплавов с надсубдукционным водным флюидом, обогащенным хлором, который в условиях магнетитовой феррофации (окислительный режим) (Ферштатер, 1987), произвел массовый перенос железа, сформировавший крупные скарново-магнетитовые месторождения Магнитогорской группы. Изотопные данные отражают важную роль мантийно-корового взаимодействия ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0.70313$ ,  $\epsilon\text{Nd}(t) = +5.90\dots+5.80$ ) и подтверждают, что дивергентные движения, связанные с трансформной обстановкой, вызвали в ММЗ существенную деструкцию коры и насыщение ее более деплетированным мантийным материалом.



**Рис. 1.** Обобщенная диаграмма Y-Nb для позднепалеозойских гранитоидов АКО Южного Урала. Типы серий: 1 – постостроводужные надсубдукционные  $D_3-C_1$  (мантийный источник) окраинно-континентальные диорит-гранодиорит-гранитные, включая порфировые интрузии с Au-Cu и Cu-Mo-порфировым оруденением; 2 – внутриплитно-рифтогенные  $C_{1-2}$  габбро (сиенит)-гранитные “мантийных окон”, типичные для трансформных окраин, специализированные на скарново-магнетитовое (2 а – магнитогорский комплекс) и сульфидное Cu-Ni оруденение (2 б – худолазовский комплекс); 3 – надсубдукционные  $D_3-C_3$  корово-анатектические окраинно-континентальных ГТГГ-батолитов Южного Урала (Челябинский, Сыростанский, Ахуново-Карагайский массивы); 4 – плюм-зависимые  $C_3-P_{1-2}$  монзогаббро-диорит-гранитные (шошонит-латитовые) этапа “жесткой” коллизии между ВЕК и Казахстанским континентом (4 а – Уйскоборский массив, калымбаевский и гумбейский комплексы  $C_3$ , ММЗ; 4 б – степнинский и увильдинский комплексы  $P_{1-2}$  Восточно-Уральской мегазоны); 5 – син- и позднеколлизонные корово-анатектические гранитные батолиты  $P_{1-2}$  Восточно-Уральской мегазоны (Джабыкский, Санарский, Кацбахский массивы); 6 – поле островодужных комплексов Магнитогорской и Тагильской палеодуг. Различные по составу мантийные источники (Sun, McDonough, 1989) показаны на рис. звездочками разных цветов.



В более западной части ММЗ в среднем карбоне формировались узкие сдвиго-раздвиговые структуры трансформного типа, в которые внедрялись конформные тела габбродолеритов и диоритов. С толеитовым типом таких интрузий, обогащенных хлором (утлыкташский комплекс), связано формирование скарново-магнетитовых руд Канакайского м-я. Более поздний этап магматизма (324–328 млн лет) представлен базит-ультрабазитовым худолазовским комплексом, несущим Cu-Ni сульфидное оруденение. По составу последний сопоставим с траппоидным магматизмом (Салихов и др., 2019). Флюидно-металлогеническая специфика этого комплекса подтверждается высокими содержаниями Cl и SO<sub>3</sub> в аксессуарных апатитах. Отметим, что все интрузивные комплексы западной части ММЗ образуют единый тренд с Y/Nb=4–5 (рис. 1, поля 2 а, б), отвечая общему обогащенному мантийному источнику, подобному E-MORB.

В позднем карбоне на южноуральской АКО возобновились конвергентные процессы. В С-В части ММЗ сформировался корово-анатектический Ахуново-Карагайский гранодиорит-гранитный батолит (310–306 млн лет), который по составу, возрасту и генезису близок к одновозрастным надсубдукционным ГТГГ-массивам Ср. и Ю. Урала. Отметим, что по соотношению Y и Nb ахуново-карагайские гранитоиды резко отличаются от предшествующих интрузивных серий ММЗ. Они резко обеднены Y (<10 г/т) и имеют довольно низкое отношение Y/Nb=1,0 (поля 1–3).

На рубеже 305 млн лет магматизм АКО на востоке ММЗ сменяется плюм-зависимыми щелочно-базитовыми и гранитоидными комплексами. Типичный пример – Уйскоборский граносиенит-гранитный массив (304 млн лет), пространственно входящий в состав Ахуново-Карагайского гранитоидного ареала вместе с одноименным батолитом. Уйскоборский массив – это малоглубинная сильно дифференцированная интрузия, по комплексу признаков близкая к А-гранитам (Холоднов и др., 2020). Южнее близодновременно с ним формируется калымбаевский комплекс лампрофиров и лампроитов. Завершается плюм-зависимый магматизм ММЗ становлением гумбейского монцогаббро (шонкинит)-диорит-гранитного комплекса (294–290 млн. лет), крупные массивы в составе которого специализированы на промышленное комплексное Au-W-(Mo) оруденение. Y/Nb-отношение во всех типах пород около 1 (поле 4 а), в источнике важную роль играет OIB-компонент.

В ходе пермской гиперколлизии Восточно-Европейского и Казахстанского континентов плюм-зависимый магматизм с источником OIB-типа смещается в Восточно-Уральскую мегазону. Субсинхронно формируются два типа синколлизийных серий: корово-анатектическая гранитная (петротип – джабыкско-санарский гранитоидный комплекс) и первично мантийные монцодиорит-гранитные (шошонит-латитовая) степнинская и увильдинская серии. Гранитоиды первой из них образовались при нарастании степени частичного плавления, с дискретным ростом в анатектических выплавках содержаний Nb, Zr, Y, при Y/Nb=1,0 (поле 5). Этому, наряду с повышением температуры, способствовал резкий рост активности F в гранитизирующих флюидах. Такой тренд противоположен направлению эволюции параметров при образовании надсубдукционных ГТГГ-серий, где импульсы частичного плавления шли на фоне спада температуры и давления.

Внедрение серий повышенной щелочности (степнинской и увильдинской, 286–280 млн лет) на Ю. Урале связано с влиянием крупного пермского плюма (Пучков, 2018), вызвавшего интенсивный прогрев новообразованной континентальной коры, ее региональный метаморфизм и последовательное повышение температуры анатексиса. Породы таких серий обогащены K, F, Ti, Fe, LILE (Rb, Sr, Ba, Th), HFSE (Nb, Ta, Y, Zr, Hf и LREE). Для них типичен механизм кристаллизационной дифференциации с накоплением в поздних разностях Nb до 80 г/т и Ta до 356 г/т, при величине Y/Nb=0,3 (поле 4б).

Таким образом, позднепалеозойская история АКО Южного Урала имеет определенную специфику. Неоднократно происходила инверсия геодинамических режимов: с



конвергентного на трансформный, затем – вновь на конвергентный. Трансформные АКО развиты и изучаются в настоящее время в Тихоокеанском регионе (Edwards, Russell, 2000; Sue, Ghiglione, 2016; Гребенников, Ханчук, 2021 и др.); отмечается их важная роль в геодинамике российской части тихоокеанской окраины Азии (Сихотэ-Алинь) (Гребенников, Максимов, 2021 и др.). На состав магматических серий палеозойской АКО Южного Урала важное влияние оказывала периодическая активность плюмов. Её кратковременный импульс (375–360 млн лет) имел место в зоне сочленения Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон, и разделяющей их Уйско-Новооренбургской шовной сутуре. Более длительное (305–280 млн лет) плюм-литосферное взаимодействие происходило на завершающем этапе формирования Уральского коллизионного орогена.

*Работа осуществлена в рамках госбюджетной темы ИГГ УрО РАН № АААА-А18-118052590029-6. Анализы пород на редкие и петрогенные элементы выполнены в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, Екатеринбург.*

### Литература:

- Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л. Систематика U–Pb возрастов цирконов из гранитоидов медно–порфировых месторождений Урала // Литосфера. 2017. № 5. С. 113–126.
- Гребенников А.В., Максимов С.О. Причины появления вулканических пород А-типа на активных окраинах континентов на примере Южного Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 2. С. 254–272.
- Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин Тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 1. С. 3–24.
- Пучков В.Н. Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм // Литосфера. 2018. № 5. С. 692–705.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М: Наука, 2019. 392 с.
- Ферштатер Г. Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М: Наука, 1987. 227 с.
- Серавкин И.Б. Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. Афа: АНРБ, Гилем, 2010. 284 с.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2002. 391 с.
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Петров Г.А., Пучков В.Н. и др. Гранитоидный магматизм Северного, Среднего и Южного Урала в диапазоне 1400–250 млн. лет: этапы геодинамической эволюции коллизионного орогена // Корреляция алтаид и уралид. Материалы V Международной научной конференции. Новосибирск, 2020. С. 97–99.
- Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
- Edwards B.R., Russell J.K. Distribution, nature, and origin of Neogene-Quaternary magmatism in the Northern Cordilleran Volcanic Province, Canada // Geol. Soc. Am. Bull. 2000. V. 112. P. 1280–1295.
- Sue C., Ghiglione M.C. Wrenching Tectonism in the Southernmost Andes and the Scotia Sea Constrained from Fault Kinematic and Seismotectonic Overviews. In: C. Ghiglione M. (eds.), Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes // Springer Earth System Sciences. 2016. P. 137–172.
- Sun S.S., McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. V. 42. P. 313–345.



## ПОСТ-БАТОЛИТОВЫЕ ДАЙКОВЫЕ ПОЯСА КАЛБИНСКОГО ХРЕБТА, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН: СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

*Хромых С.В.<sup>1,2</sup>, Котлер П.Д.<sup>1,2</sup>, Семенова Д.В.<sup>1</sup>, Вишневский А.В.<sup>1,2</sup>, Куликова А.В.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия, serkhrom@mail.ru*

<sup>2</sup>*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия*

В последние годы появляется довольно много свидетельств в пользу связи масштабного гранитообразования с воздействием мантийных плюмов на литосферу складчатых поясов (Ernst, 2014; Yarmolyuk et al., 2014). При этом значительную роль в формировании гранитоидных батолитов играют базитовые магмы мантийного происхождения, которые внедряются в основание коры и испытывают фракционную кристаллизацию и ассимиляцию, и интенсивно смешиваются с выплавками из коровых субстратов. Оценить состав таких магм можно в случае присутствия пост-батолитовых даек базитового состава. Они внедряются с глубинных уровней: либо из подкоровых очагов, либо с нижнекоровых уровней, где происходило их взаимодействие с коровыми субстратами. Исследование состава и возраста пост-батолитовых мафических даек имеет важное значение для установления параметров теплового источника для гранитообразования. В докладе представлены результаты исследования возраста и состава поясов базитовых даек в Калбинском батолите, Восточный Казахстан. Это один из крупнейших батолитов, сформированных в позднем палеозое в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Формирование Калбинского батолита произошло в ранней перми (300-280 млн. лет назад) на посторогенном этапе развития Алтайской аккреционно-коллизонной системы (Хромых и др., 2016; Хромых, 2020; Kotler et al., 2021). Гранитоиды Калбинского батолита представлены двумя главными ассоциациями: 1) гранодиорит-гранитной (калбинский комплекс), близкой по составу к гранитоидами S-типа, и 2) гранит-лейкогранитной (монастырский комплекс), демонстрирующей геохимические черты гранитоидов А-типа. Петрологические и изотопно-геохимические исследования показали, что формирование обеих ассоциаций происходило при плавлении метапелитовых и metabазитовых субстратов при тепловом (для калбинского комплекса) и флюидном (для монастырского комплекса) воздействии подстилающих базитовых магм.

Дайки группируются в линейные пояса северо-восточного и субширотного простирания, всего можно выделить 7 поясов базитовых даек. Самый крупный, Миролюбовский дайковый пояс имеет ширину 2–4 км и протягивается на 30–40 км (Богданова, 1960; Лопатников и др., 1982). Максимальная концентрация даек наблюдается в центральной части Миролюбовского массива, где они приурочены к зоне крупного субширотного разлома. Здесь сосредоточено около 100 даек. В центральной части Калбинского батолита расположены еще два крупных пояса – Аюдинский и Манатский. В Аюдинском поясе сосредоточено около 30 даек разной мощности (от 0.5 до 2 м) и протяженности (от десятков метров до километра), в Манатском – около 20 даек разной мощности (от 1 до 6 м) и протяженности (от сотен метров до 2-3 километров).

Все дайки имеют субвертикальную ориентировку и секут граниты с резкими интрузивными контактами. Ксенолиты гранитов редко встречаются внутри даек, обычно они расположены в их краевых частях. Внутреннее строение подавляющего большинства даек однородно, как по простиранию, так и вкрест простирания. Некоторые крупные дайки демонстрируют скрытозернистые и мелкозернистые породы на краях (зоны закалки) и мелкозернистые до среднезернистые породы в центральных частях. В Аюдинском и Миролюбовском поясах встречены несколько даек, обладающих сложной структурой. В



краевых частях комбинированных даек преобладают темно-серые породы с крупными (до 1 см) вкрапленниками плагиоклаза. Их можно определить как диоритовые порфириды. Диоритовые порфириды часто содержат нодулы темно-серых до черных мелкозернистых пород, которые можно определить как долериты. Диоритовые порфириды краевых частей даек прорваны светло-серыми породами более кислого состава. Эти породы содержат порфиновые вкрапленники плагиоклаза, калиевого полевого шпата, их можно определить как граносиенит-порфиры. Граносиенит-порфиры слагают главный объем комбинированных даек. Граносиенит-порфиры содержат значительное количество серых и темно-серых нодул диоритового и долеритового состава. Нодулы имеют округлую форму, и размытые границы с фестончатыми контактами. Отсутствие резких границ между базитовыми и кислыми породами, присутствие нодул с фестончатыми контактами является характерным для широко описанных в литературе случаев механического и химического взаимодействия двух контрастных магм – базитовой и гранитоидной (Wiebe, 1973; Fernandez, Barbarin, 1991; Renna et al., 2006; Скляр, Федоровский, 2006 и др.). На основании вышеприведенных наблюдений можно предполагать, что базитовые магмы внедрялись в очаги гранитной магмы Калбинского батолита. Происходило образование округлых нодул, и смешение с появлением гибридных пород (от диоритовых порфиритов до граносиенит-порфиритов и граносиенитов). Затем гетерогенная смесь внедрилась в расположенные выше консолидированные граниты, образовав комбинированные дайки. Геологические признаки свидетельствуют, что производивший дайки базитовый очаг существовал субсинхронно с гранитоидами Калбинского батолита.

Эти предположения были подтверждены с помощью U-Pb датирования зерен цирконов из базитовых даек. Пробы были отобраны из 1) дайки диоритовых порфиритов в Аюдинском поясе, и 2) крупной дайки плагиоклазовых порфиритов в Манатском поясе. U-Pb датирование осуществлялось методом лазерной абляции в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Рассчитанные значения U-Pb возраста составили  $279 \pm 2$  млн. лет для дайки из Аюдинского пояса и  $279 \pm 3$  млн. лет для дайки из Манатского пояса. Полученные значения близки к возрасту консолидации гранитоидов Калбинского батолита (поздние фазы калбинского комплекса – 286–285 млн лет, монастырский комплекс – 283–280 млн лет).

Базитовые породы даек представлены несколькими разновидностями. Наиболее основные – долериты, слагают весьма небольшое число даек в изученных поясах. Это мелкозернистые породы с долеритовой структурой, сложенные плагиоклазом (50–60 об. %), клинопироксеном (10–20 об. %), амфиболом (30–40 об. %). Помимо долеритов в Аюдинском и Манатском поясе встречены дайки, сложенные мелкозернистыми базитовыми породами с вариолитовой структурой. В вариолитах преобладает плагиоклаз (50–60 об. %), биотит (20–30 об. %), амфибол (20–25 об. %), в незначительном количестве присутствует кварц. Преобладающей петрографической разновидностью даек являются мелко-среднезернистые диориты или габбродиорит, сложенные плагиоклазом (50–60 об. %), амфиболом (25–30 об. %), биотитом (15–20 об. %), реликтовым клинопироксеном (5–10 об. %), а также поздними кварцем и калишпатом. Наконец, еще одной разновидностью, слагающей преимущественно крупные дайки, являются плагиоклазовые порфириды, содержащие до 15 об. % относительно крупных (до 1,5 см) вкрапленников плагиоклаза, часто в гломеропорфировых сростаниях, также в ассоциации с относительно крупными (до 0,5 см) вкрапленниками амфибола. Этот первичный диоритовый парагенезис находится в мелкозернистой основной массе с аллотриоморфной структурой, сложенной кислым плагиоклазом, биотитом, калишпатом и кварцем. За исключением долеритов во всех породах наблюдается интенсивное замещение амфибола биотитом, что свидетельствует о привносе калия во время кристаллизации дайковых пород, то есть об активных процессах контаминации даек вмещающими гранитоидами. Присутствие плагиоклазовых порфиритов позволяет предполагать, что



контаминация происходила не только на уровне становления даек, но и в более глубоких очагах, где габбро-диоритовые магмы смешивались с более кислыми магмами. Это, как и комбинированные дайки, свидетельствует об активном взаимодействии мантийных и коровых магм в корневых частях Калбинского батолита. Не подвергшиеся контаминации долеритовые дайки, очевидно внедрялись из более глубокого очага базитовой магмы.

На двойных вариационных диаграммах ( $MgO-K_2O$ ,  $MgO-Na_2O$ ,  $MgO-Al_2O_3$ ,  $MgO-CaO$ ,  $MgO-FeO$ ,  $MgO-TiO_2$ ) точки составов вариолитов, диоритов и плагиоклазовых порфиритов лежат между точками составов долеритов и калбинских гранитов, что подтверждает версию контаминации. По редкоэлементному составу для всех дайковых пород, даже долеритов, наблюдаются повышенные концентрации легких лантаноидов, крупноионных литофильных элементов и Zr. Спектра распределения РЗЭ и РЭ для дайковых пород близки к типу спектров обогащенных базальтов океанических островов (OIB) или внутриплитных базальтов (WPB). По поведению индикаторных редких элементов: Zr, Y, Nb, Th (Pearce, Norry, 1979; Yang et al., 2014) составы дайковых пород соответствуют состава внутриплитных базальтов или базальтов океанических островов. Для оценки условий выплавления магм и обоснования возможных мантийных геохимических резервуаров было использовано сопоставление составов пород с результатами геохимического моделирования плавления различных мантийных субстратов по соотношению индикаторных элементов Nb-Yb системе (Yang et al., 2014). Базитовые магмы, обусловившие формирование дайковых поясов, могли произойти при частичном плавлении гранатовых перидотитов с 1% граната или шпинелевых лерцолитов при степени плавления около 5 %.

Сопоставление состава и возраста даек позволяет соотнести их проявление с формированием в ранней перми Таримской крупной изверженной провинции, охватившей значительные территории в западной части ЦАСП (Добрецов и др., 2010; Ernst, 2014; Yarmolyuk et al., 2014; Xu et al., 2014 и др.) Активность Таримского мантийного плюма вызвала плавление основания литосферы и привела к формированию крупных резервуаров базитовых магм. Базитовые дайки миролюбовского комплекса, прорывающие гранитоиды Калбинского батолита, являются индикаторами существования подкоровых базитовых резервуаров. В ранней перми при масштабном воздействии базитовых магм в метаморфических толщах нижней-средней коры могли быть сформированы прослойки и линзы частично расплавленных пластичных пород (диатектитов и мигматитов). Базитовые магмы вследствие большей плотности и пластичного состояния коровых субстратов не могли проникнуть на уровни магмогенерации. Однако термальное и флюидное воздействие на коровые субстраты привело к масштабному плавлению. Таким образом, большой объем гранитоидов в Калба-Нарымской зоне является результатом сочетания двух факторов: 1) существенных объемов базитовых магм в подкоровых резервуарах, обеспечивших повышенный тепловой градиент; 2) состоянием коровых субстратов: предшествующий метаморфизм (субстраты были относительно разогреты) и высокая водонасыщенность, что вместе благоприятствовало высоким степеням плавления. Внедрение даек на средне- и верхне-коровые уровни стало возможным после становления и остывания интрузивных гранитоидов, в конце ранней перми.

*Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при поддержке РФФИ (проекты № 20-05-00346 и № 20-35-70076).*

#### **Литература:**

Богданова К.Г. Петрология дайковых меланократовых пород Восточной Калбы. // Материалы ВСЕГЕИ. вып. 33. 1960.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермоториасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей



формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. т. 51. № 9. с. 1159–1187.

Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В., Пономарева А.П., Степанов А.С. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука. 1982. 248 с.

Скляров Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смещения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. №2. с. 47–64.

Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Анциферова Т.Н., Караваева Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. т. 57. № 5. с. 983–1004.

Хромых С.В. Позднепалеозойский базитовый магматизм Алтайской аккреционно-коллизонной системы (Восточный Казахстан): Дис докт. геол.-мин. наук. Новосибирск. 2020. 439 с.

Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, Cambridge. 2014. 653 p.

Fernandez, A.N., Barbarin, B. 1991. Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction processes. Shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. In: Didier, J., Barbarin, B. (eds) Enclaves and Granite Petrology. Amsterdam: Elsevier, 263–275.

Kotler P.D., Khromykh S.V., Kruk N.N., Sun M., Li P., Khubanov V.B., Vladimirov A.G., Semenova D.V. Granitoids of the Kalba batholith, Eastern Kazakhstan: U–Pb zircon age, petrogenesis and tectonic implications // Lithos. 2021. v. 388–389. Art. No. 106056.

Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. v. 69. p. 33–47.

Renna M.R., Tribuzio R., Tiepolo M. Interaction between basic and acid magmas during the latest stages of the post-collisional Variscan evolution: Clues from the gabbro-granite association of Ota (Corsica-Sardinia batholith) // Lithos. 2006. v. 90. Iss. 1–2. p. 92–110.

Wiebe R.A. Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike // American Journal of Sciences. 1973. v. 273. No 2. p. 130–151.

Xu Y-G., Wei X., Luo Z-Y., Liu H-Q., Cao J. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model // Lithos. 2014. v. 204. p. 20–35.

Yang G., Li Y., Safonova I., Yi S., Tong L., Seltmann R. Early Carboniferous volcanic rocks of West Junggar in the western Central Asian Orogenic Belt: implications for a supra-subduction system // International Geology Review. 2014. v. 56. p. 823–844.

Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. v. 93. p. 158–179.

## ГЕОХРОНОЛОГИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ГАББРОИДНОГО И ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОГО САЯНА

*Хубанов В.Б., Долгобородова К.Д., Дамдинов Б.Б., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т.,  
Москвитина М.Л.*

*Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия*

В настоящем сообщении представлены данные о возрасте неопротерозойских габброидов и гранитоидов, прорывающих архейские гранитоиды Гарганского континентального блока, а также малых интрузий (даек, штоков), секущих мезопротерозой-неопротерозойские породы офиолитового комплекса (фрагменты Дунжугурской островной дуги) Восточного Саяна. Обсуждается время заложения и продолжительность неопротерозойского магматизма активной окраины Гарганского континентального блока.

Сумсунурский комплекс объединяет в себе три батолитоподобных плутона (Амбартагольский, Гарганский и Урикский), площадь каждого из них – от 70 до 300 км<sup>2</sup>, которые прорывают породы Гарганского континентального блока (глыбы). Наиболее крупный из них – это Амбартагольский многофазный плутон, сложенный кварцевыми





диоритами, тоналитами и плагиогранитами. Кроме того, в его состав включают тела габброидов, выступающих как ранняя фаза. В пределах плутона также распространены дайковые тела фельзитов и диабазов, которые рядом исследователей выделялись в самостоятельный холбинский комплекс малых интрузий (Кузьмичев, 2004). С помощью U-Pb изотопного LA-ICP-MS метода (Хубанов и др., 2016) нами было проведено датирование цирконов, выделенных из габбро, кварцевого диорита, плагиогранита и фельзитовой дайки. Для цирконов из габбро получена дата  $829 \pm 5$  млн лет; для кварцевого диорита –  $824 \pm 4$  млн лет; для плагиогранита –  $822 \pm 4$  млн лет; для фельзита –  $821 \pm 6$  млн лет. При этом возраст гранитоидов соседнего Гарганского батолита составляет 790 млн лет (Кузьмичев, 2004), а комагматичных андезит-дацит-риолитовых вулканитов и туфов сархойской серии – 770–800 млн лет (Кузьмичев, Ларионов, 2011). Были изучены также гранитные дайки, рвущие углеродистые сланцы с прослоями амфиболитов и метатуфов в подножье Улан-Сарьдагского ультрабазитового массива, относящиеся к Дунжугурскому офиолитовому комплексу. Для гранитной дайки Улан-Сарьдагского участка получена дата  $821 \pm 3$  млн лет.

Среди мелких гранитоидных тел, прорывающих офиолитовые ассоциации, ранее был изучен Таинский гранодиорит-тоналит-плагиогранитный шток, вмещающий одноименное золоторудное месторождение в Оспинско-Китойском ультрабазитовом массиве (Дамдинов и др., 2020). Геологическое положение этого штока среди серпентинитов, геохимические характеристики, существенная метасоматическая переработка пород его периферии (углеродизация, лиственитизация, окварцевание и оруденение гранитоидов) указывают на то, что породы штока имеют островодужное происхождение. Для цирконов из тоналитов Таинского штока получен возраст  $853 \pm 10$  млн лет;  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопный возраст по амфиболу из углеродизированных гранитоидов Таинского штока составляет  $855.8 \pm 5.1$  млн лет, что близко Re-Os изотопному возрасту молибденита из образца серицитизированного мелкозернистого плагиогранита, вмещающего золотое оруденение (Дамдинов и др., 2020). Следует отметить, что эти датировки близки по возрасту к самым молодым обломочным цирконам из вулканокластике дунжугурской островодужной толщи (Кузьмичев, Ларионов, 2013).

В целом для батолитовых гранитоидов и малых гранитоидных интрузий, секущих офиолитовый комплекс, отмечаются близкие вещественные характеристики – на дискриминационных диаграммах Пирса фигуративные точки их составов образуют единое поле в области производных надсубдукционных обстановок.

Таким образом, изотопно-геохронологические исследования подтверждают данные о продолжительности магматизма Дунжугурской островной дуги от 1050 млн лет до 850 млн лет (Кузьмичев, Ларионов, 2013). Время коллизии дуги и Гарганского континентального блока и возникновение активной континентальной окраины фиксируется началом формирования сумсунурского комплекса (830–820 млн лет). При этом возраст габброидов ( $829 \pm 5$  млн лет) отражает плавление надсубдукционной мантии на ранней стадии развития данной геодинамической обстановки.

*Геохронологические исследования выполнены в ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, при поддержке проекта П.1.39. Комплексной программы фундаментальных научных исследований СО РАН и грантов РФФИ (№ 18-05-00489 и 20-05-00344).*

#### **Литература:**

Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М., Хубанов В.Б., Миронов А.Г., Травин А.В., Дамдинова Л.Б. Возраст и обстановки формирования неопротерозойских золотосных гранитоидов Восточного Саяна // Геотектоника. 2020. № 3. С. 82–83.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. Москва: Пробел-2000. 2004. 192 с.



Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластике по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т.54 (1). С. 45–57.

Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~700–800 млн лет) вулканический пояс Андийского типа // Геология и геофизика. 2011. Т.52 (7). С. 875–895.

Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставления с SHRIMP данными // Геология и геофизика, 2016, 57 (1), с. 241–258.

## ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ФЕРРОПИКРИТЫ КУРСКОГО БЛОКА ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ

*Цыбуляев С.В.<sup>1</sup>, Савко К.А.<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup>*Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия, stsybulyaev@bk.ru*

<sup>2</sup>*Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, Старооскольский филиал, Старый Оскол, Россия, ksavko@geol.vsu.ru*

Курский блок является крупным фрагментом земной коры, входящий в состав мегаблока Сарматия Восточно-Европейской платформы. В пределах Курского блока выделяются несколько палеопротерозойских синформ. Наиболее крупной из которых является Тим-Ястребовская структура. Ее протяженность с северо-запада на юго-восток составляет 130 км при ширине 10–30 км, глубина залегания по геофизическим данным оценивается в 5–8 км. В тектоническом отношении структура представляет собой ассиметричную грабен-синклиналь, в геодинамическом – внутриконтинентальный рифт, сформированный в палеопротерозое на архейской платформе (Чернышов и др., 1997; Савко и др., 2017). Структура выполнена карбонатно-терригенно-хемогенными отложениями курской серии, на которых с перерывом и угловым несогласием залегают породы тимской свиты вулканогенно-осадочного генезиса (Савко и др., 2017).

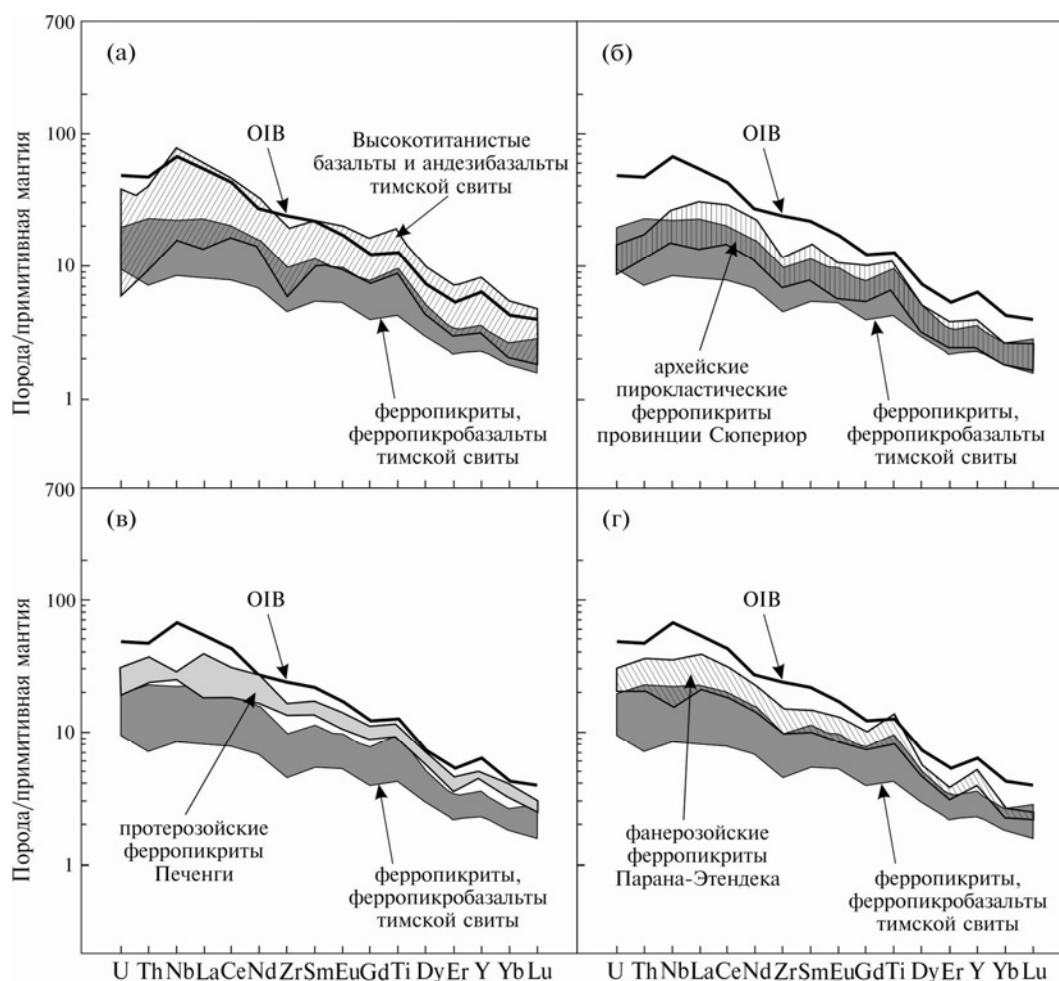
Ферропикриты и ферропикробазальты выявлены в центральной и северо-восточной части Тим-Ястребовской структуры в основании разреза тимской свиты, где они ассоциируют с углеродистыми сланцами, метапесчаниками, метагравелитами, высокотитанистыми базальтами и андезибазальтами. Возраст последних составляет  $2099 \pm 8$  млн лет (Цыбуляев и др., 2020). Выше по разрезу ультраосновные вулканы сменяются толеитовыми базальтами и андезибазальтами, ареал распространения которых значительно шире и помимо Тим-Ястребовской структуры, охватывает Орловскую и Авильскую синформы. Потоки базальтов чередуются с прослоями углеродистых и карбонатсодержащих сланцев, алевропесчаников.

Породы тимской свиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций на рубеже  $2072 \pm 7$  млн лет (Savko et al., 2018).

Метаферропикриты, метаферропикробазальты – породы зеленовато-черной окраски. Текстура массивная, редко миндалекаменная. Миндалины округлой или угловатой формы размером до 1 мм, выполненные доломитом. Структура – реликтовая порфиристая (до 20 об. % вкрапленников). Фенокристы размером 0.2–1.5 мм представлены амфиболом, полностью заместившим пироксен, предположительно, диопсид-геденбергитового ряда. Наиболее крупные фенокристаллы содержат включения хромшпинелидов. Основная масса породы полностью преобразована процессами метаморфизма и сложена кристаллами актинолита или роговой обманки (60–80 %), промежутки между которыми заполнены

волокнистыми выделениями хлорита (до 20 %) и ангедральными вкрапленниками хромшпинелидов и магнетита (до 3–5 %). Метаморфическими аналогами ферропикритов и ферропикробазальтов являются бесполовошпатовые амфиболиты.

Метаферропикриты и метаферропикробазальты характеризуются повышенными содержаниями  $MgO = 16\text{--}26$  мас. %,  $Fe_2O_{3tot} = 13.6\text{--}20.4$  мас. % и сидерофильных элементов (Ni, Cr), пониженными  $TiO_2$  и REE ( $0.9\text{--}2.1$  мас. % и 43–96 ppm, соответственно). Распределение REE сильно фракционировано ( $(La/Sm)_n = 1.5\text{--}2.1$ ,  $(Gd/Yb)_n = 2\text{--}3.2$ ). Наблюдается положительная аномалия ниобия ( $Nb/Nb^* = 1.0\text{--}1.3$ ) и высокие значения отношения  $Ti/Y = 500\text{--}760$  (рис. 1 а). Результаты Sm-Nd исследований показали, что метаферропикриты характеризуются положительными значениями  $\epsilon_{Nd}(2099) = +2.2$ .



**Рис. 1.** Распределения редкоземельных и редких элементов в ферропикритах и ферропикробазальтах тимской свиты и разновозрастных ферропикритов мира. Концентрации элементов в примитивной мантии и состав OIB по (Sun, McDonough, 1989). Архейские пирокластические ферропикриты провинции Сьюпериор по (Goldstein, Francis, 2008), палеопротерозойские ферропикриты Печенги по (Hanski, Smolkin, 1995), фанерозойские ферропикриты провинции Парана–Этендека по (Gibson et al., 2000).

По характеру распределения микроэлементов ферропикриты и ферропикробазальты тимской свиты сопоставимы с ферропикритами, известными от архея до фанерозоя (рис. 1 б, в, г). Отличительные особенности тимских ферропикритов – более низкие концентрации  $TiO_2$ , HFSE и REE.



Существует несколько моделей формирования ферропикритовых магм: (1) в результате плавления фрагментов восходящего мантийного плюма, представленных перидотитами, обогащенными железом (Hanski, Smolkin, 1995; Gibson et al., 2000), либо пироксенитами (Gibson, 2002), либо смесью мантийного перидотита и рециклированного базальта или габбро с высокими содержаниями железа (Ichiyama et al., 2006; Heinonen, Luttinen, 2008); (2) плавления эклогитов, сконцентрированных в верхней мантии и представляющих собой фрагменты расслоенной нижней континентальной коры (Zhang et al., 2017).

Сравнение ферропикритов и ферропикробазальтов тимской свиты с экспериментальными парциальными расплавами предполагает их перидотит-пироксенитовый источник. В пользу перидотитового компонента выступают высокие концентрации Ni и невысокие TiO<sub>2</sub>, а на наличие пироксенитового источника указывают низкие содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO. В то же время для тимских ферропикритов и ферропикробазальтов характерна положительная аномалия ванадия ( $V/V^* = 0.95-1.82$  ( $V/V^*(\text{ср.})=1.45$ )), рассчитано как  $V/V^* = V_n/[Lu_n \times Sc_n]^{1/2}$ , которая рассматривается в качестве признака рециклированных ферробазальтов и/или Fe-Ti габбро в мантийном источнике (Heinonen, Luttinen, 2008).

Возраст формирования Тим-Ястребовской рифтогенной структуры ограничивается интервалом ~2.1–2.07 млрд лет, что синхронизируется с закрытием Волго-Донского океана ~2.2–2.1 млрд лет (Terentiev et al., 2017), началом коллизии Курского блока и Волго-Донского орогена ~2.1 млрд лет (Щипанский и др., 2007) и региональным метаморфизмом ~2.07 млрд лет (Savko et al., 2018). Подобное соотношение рифтообразования на Курском блоке и конвергентных – коллизионных процессов в смежном Волго-Донском океане, позволяет утверждать, что формирование ферропикритов и сопутствующих им базальтов в пределах Тим-Ястребовской рифтогенной структуры связано с прекращением субдукции океанической плиты на рубеже около 2.1 млрд лет под континентальную окраину Курского блока. Отрыв субдуцируемой океанической плиты привел к образованию плитного окна (slab-window), что инициировало апвеллинг астеносферной мантии с постепенным растяжением и утонением перекрывающей литосферы и развитием процессов рассеянного рифтогенеза.

Таким образом, формирование ферропикритов тимской свиты мы связываем с деструкцией субдуцированной океанической плиты. При которой частичные выплавки дезинтегрированной эклогитизированной океанической коры могли обогащать перидотит с образованием гибридных пироксенитов, что хорошо согласуется с предварительными данными о смешанном перидотит-пироксенитовом источнике с возможной рециклинговой компонентой.

#### Литература:

Савко К.А. и др. Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25. № 2. С. 3–26.

Цыбуляев С.В. и др. Палеопротерозойские вулканы тимской свиты Курского блока Сарматии: возраст и геодинамическая обстановка // Докл. РАН. Науки о земле. 2020. Т. 495. № 1, С. 36–40

Чернышов Н.М. и др. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21–30.

Щипанский А.А. и др. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.

Gibson S.A. Major element heterogeneity in Archean to Recent mantle plume starting-heads // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 195. P. 59–74.

Gibson S.A. et al. Ferropicrites: geochemical evidence for Fe-rich streaks in upwelling mantle plumes // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 174. P. 355–374.



Goldstein S.B., Francis D. The petrogenesis and mantle source of Archaean ferropicrites from the western Superior Province, Ontario, Canada // *J. Petrol.* 2008. V. 49. P. 1729–1753.

Hanski E.J., Smolkin V.F. Iron- and LREE-enriched mantle source for early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by the Pechenga ferropicrites, Kola Peninsula, Russia // *Lithos.* 1995. V. 34. P. 107–125.

Heinonen J.S., Luttinen A.V. Jurassic dikes of Vestfjella, western Dronning Maud Land, Antarctica: geochemical tracing of ferropicrite sources // *Lithos.* 2008. V. 105. P. 347–364.

Ichiyama Y. et al. Geochemical and isotopic constraints on the genesis of the Permian ferropicritic rocks from the Mino-Tamba belt, SW Japan // *Lithos.* 2006. V. 89. P. 47–65.

Savko K.A. et al. The Early Precambrian metamorphic events in Eastern Sarmatia // *Precambrian Research.* 2018. V. 311. P.1–23.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // *J. Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.

Terentiev R.A. et al. Paleoproterozoic evolution of the arc–back-arc system in the East Sarmatian orogen (East European Craton): zircon shrimp geochronology and geochemistry of the Losevo volcanic suite // *Amer. J. Sci.* 2017. V. 317. P. 707–753.

Zhang J.B. et al. Pressure-dependent compatibility of iron in garnet: Insights into the origin of ferropicritic melt // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2017. V. 197. P. 356–377.

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОРОД ЩЕБЕКИНСКОГО КОМПЛЕКСА КУРСКОГО БЛОКА ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ

*Цыбуляев С.В.<sup>1</sup>, Савко К.А.<sup>1</sup>, Кориш Е.Х.<sup>1</sup>, Червяковская М.В.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия, *stsybulyaev@bk.ru*

<sup>2</sup>Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия, *masha\_yuf\_91@mail.ru*

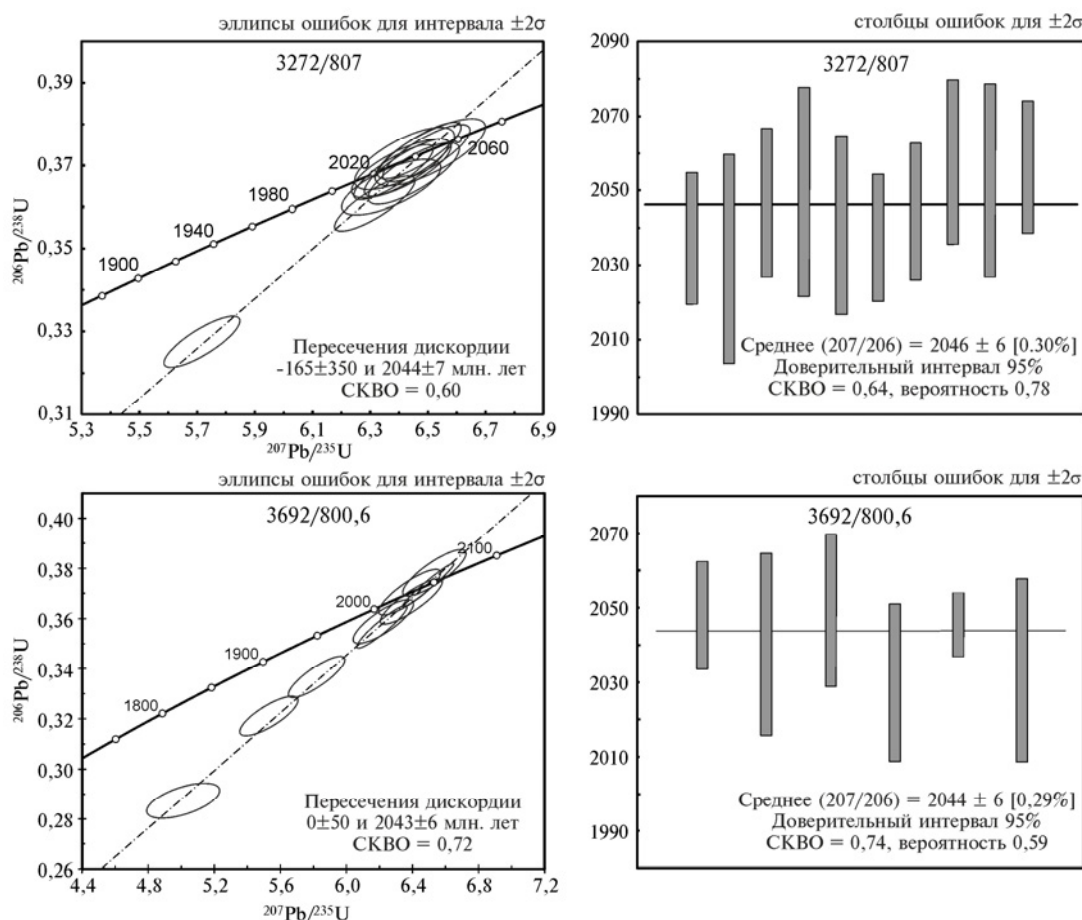
Курский блок (КБ) участвует в строении Сарматского кратона Восточно-Европейской платформы и представляет собой фрагмент древней архейской континентальной коры, к которому с востока и северо-запада примыкают более молодые палеопротерозойские террейны аккреционного типа. В пределах КБ зафиксировано несколько этапов магматизма: (1) мезоархейский 3,12–2,95 млрд лет (метабазальты, метариолиты, ТТГ ассоциация), (2) неоархейский 2,6 млрд лет (граниты А-типа), (3) палеопротерозойский 2,07–2,04 млрд лет (магматические породы от ультраосновных до кислых) и 1,8 млрд лет (трапловые габбро-долериты) (Савко и др. 2017 и ссылки в нем; Альбеков и др., 2017; Стифеева и др., 2018; Савко и др. 2019а, б).

Распространение породных ассоциаций щебекинского комплекса ограничено приосевой частью Белгородской синклинали структуры. В состав комплекса включены два интрузивных массива относительно изометричной формы (Щебекинский и Шляховский), прорывающие отложения курской серии. Размер интрузий порядка 50–60 км<sup>2</sup>.

В состав комплекса входит широкий набор пород: биотитовые пироксениты, монцогаббро, монцониты, сиениты и щелочные граниты. Они относятся к калиевой серии ( $K_2O/Na_2O$  от 1,3 до 3,5) и характеризуются высокими концентрациями редкоземельных элементов – от 500 ppm в биотитовых пироксенитах до 2000 ppm в щелочных гранитах. Распределение РЗЭ сильно фракционировано:  $(La/Yb)_n = 60–120$ ,  $(Gd/Yb)_n = 4–9,6$ . Для пироксенитов, сиенитов и щелочных гранитов характерны отрицательные аномалии европия:  $Eu/Eu^* = 0,84–0,88$ ; 0,9–1; 0,4–0,42, соответственно. Для монцогаббро и монцонитов положительные: 1–1,2 и 1,1–1,4, соответственно. Для всех петрографических разновидностей пород комплекса характерны отрицательные аномалии Nb и Ti (содержание  $TiO_2$  менее 1,4

мас. %). Магнезиальность (Mg#) пород последовательно уменьшается с 0,72–0,83 в основных разностях до 0,3–0,41 в кислых. Биотитовые пироксениты характеризуются высокими концентрациями Cr = 320–600 ppm и Ni = 290–390 ppm. Наибольшие вариации наблюдаются в концентрациях Sr от 65 до 9500 ppm и Ba от 330 до 23000 ppm, распределение которых среди пород комплекса напрямую коррелируется с содержанием минералов-концентраторов этих элементов: апатита, биотита, КПШ и плагиоклаза.

Изотопное датирование цирконов из монцонитов (обр. 3272/807) и щелочных гранитов (обр. 3692/800,6 на ионном микрозонде SHRIMP II (ВСЕГЕИ) показало, что их возраст из монцонитов по верхнему пересечению с конкордией составляет  $2044 \pm 7$  млн лет (средневзвешенный  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст –  $2046 \pm 6$  млн лет) (рис. 1 а, б). Дискордантный возраст цирконов из сиенитов оценивается как  $2043 \pm 6$  млн лет (рис. 1 в), средневзвешенный  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст –  $2044 \pm 6$  млн лет (рис. 1 г).



**Рис. 1.** Результаты изотопного датирования цирконов из монцонитов (обр. 3272/807) и щелочных гранитов (обр. 3692/800,6) щебекинского комплекса.

Результаты Sm-Nd исследований показали, что породы щебекинского комплекса характеризуются отрицательными величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}(2045) = -6,3$ – $(-8,3)$  и близкими значениями модельных возрастов  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2717$ – $2936$  млн лет (табл. 1).

Изотопный состав Hf в цирконах из монцонитов (ИГГ УрО РАН) показывает отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Hf}}(2045)$  от  $-8,9$  до  $-10,4$  с модельным возрастом:  $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 2756$ – $2810$  млн. лет (расчет по одностадийной модели).

Все породы щебекинского комплекса имеют близкие соотношения несовместимых элементов и изотопный состав неодима, что указывает на их образование из единой

родительской магмы в результате процессов фракционной кристаллизации при незначительной степени ассимиляции корового материала. Умеренно высокая общая щелочность; высокие отношения  $K_2O/Na_2O$ ; значения  $FeO/MgO$  изменяющиеся в пределах тренда Боуэна; низкие концентрации  $TiO_2$  (менее 1,5 мас. %); обогащение REE, Sr и Ba позволяют отнести их к шшонитовой серии (Joplin et al., 1972; Morrison, 1980; Müller et al. 1992).

**Таблица 1.** Результаты изотопно-геохимических Sm–Nd-исследований пород шебекинского комплекса.

№ обр.	порода	Sm мкг/г	Nd мкг/г	$^{147}Sm/^{144}Nd^{***}$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$T^{****}$	$\epsilon Nd(T)$	$T_{Nd}(DM)$
3277/ 814**	1	26,33	168,7	0,0943	0,510837	2045	-8,3	2936
3277/ 764**	2	27,17	193,1	0,0851	0,510787	2045	-6,9	2786
3272/ 807*	3	31,13	199,3	0,0944	0,510926	2045	-6,6	2827
3272/ 764*	3	25,53	176,3	0,0875	0,510852	2045	-6,3	2761
674/1*	4	16,55	120,1	0,0833	0,510732	2045	-7,5	2811
3692/ 800,6**	5	25,05	202,6	0,0747	0,51066	2045	-6,7	2717

Примечания: \*ВСЕГЕИ, \*\*ИГГД РАН, \*\*\*Погрешность  $^{147}Sm/^{144}Nd$  принята не более 0,2 %, \*\*\*\* возраст формирования.  $\epsilon Nd(T)$  – рассчитано по отношению к хондритовому резервуару CHUR с параметрами  $^{147}Sm/^{144}Nd=0,1967$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd=0,512638$ .  $T_{Nd}(DM)$  рассчитано по (Goldstein and Jacobsen, 1988). Породы: 1 – биотитовый пироксенит, 2 – монцогаббро, 3 – монцонит, 4 – сиенит, 5 – щелочной гранит.

Возраст пород шебекинского комплекса (2045 млн лет.), который «моложе» коллизионного события зафиксированного в восточной части Курского блока и маркируемого региональным метаморфизмом с возрастом  $2072 \pm 7$  млн лет (Savko et al., 2018) указывает на их постколлизионный генезис.

Таким образом, постколлизионный магматизм с возрастом 2,07–2,04 млрд лет Сарматии наряду с ультраосновными, основными породами и гранитоидами А- и I-типа включает и комплекс умеренно щелочных пород шшонитовой серии в Белгородской структуре Курского блока.

#### Литература:

Альбеков А.Ю. и др. Изотопный U–Pb-возраст апатитоносных карбонатитов Курского блока Воронежского кристаллического массива (центральная Россия) // Докл. АН. 2017. Т. 473. № 3. С. 320–321.

Савко К.А. и др. Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25. № 2. С. 3–26.

Савко К.А. и др. Геохронология ТТГ ассоциации в мезоархее Курского блока Восточной Сарматии // Вестник Воронежского ун-та. Сер. Геология. 2019а. № 2. С. 70–80.

Савко К.А. и др. Мезоархейские кислые вулканы Курского блока, Воронежский кристаллический массив: состав, возраст и корреляции с Украинским щитом // Докл. АН. 2019б. Т. 486. № 6. С. 718–722.



Стифеева М.В. и др. U-Pb геохронологические исследования андрадита из щелочных пироксенитов Дубравинского массива (Воронежский кристаллический массив) // Мат. 7 Российской конф. по изотопной геохронологии «Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород», Москва: ИГЕМ РАН. 2018. 399 с.

Goldstein S.J. Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution // Earth and Planetary Science Letters. 1988. V. 87. № 3. P. 249–265.

Joplin G.A. et al. Some chemical data on the shoshonite association // Mineralogical Magazine. 1972. V. 38. P. 936–945.

Morrison G.W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association // Lithos. 1980. V.13. № 1. P. 97–108.

Müller D. et al. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study // Mineralogy and Petrology. 1992. V. 46. P. 259–289.

Savko K.A. et al.. The Early Precambrian metamorphic events in Eastern Sarmatia // Precambrian Research. 2018. V. 311. P. 1–23.

## ГРАНИТОИДЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА: КОРРЕЛЯЦИЯ, ИЗОТОПНЫЙ (U-Pb) ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ МАГМ

*Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б.*

*Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, tsygan@iginst.ru*

Интенсивные изотопно-геохронологические исследования гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (АВБ), проводившиеся последние два десятилетия, были сосредоточены, главным образом, в его центральной и юго-западной части. В результате этих исследований установлена общая продолжительность магматизма, последовательность формирования разнотипных гранитоидов, установлены источники магм. Вместе с тем, северная наиболее труднодоступная часть АВБ остается слабо изученной. Имеются лишь единичные определения U-Pb изотопного возраста (Шацило и др., 2014; Цыганков и др., 2017), данные по радиогенным изотопам практически отсутствуют. С целью восполнения этого пробела нами начато изучение гранитоидов северной части АВБ, первые результаты которого приводятся в настоящем сообщении.

Пробы для изотопных и изотопно-геохронологических (U-Pb) исследований были отобраны из береговых обнажений р. Витим на интервале оз. Орон – г. Бодайбо, протяженностью около 200 км. На этом участке р. Витим пересекает самые северные крупные поля позднепалеозойских гранитоидов, граничащие со структурами Бодайбинского синклинория. Согласно данным геологического картирования масштаба 1:200000, выполнявшегося в 60<sup>-х</sup> – 70<sup>-х</sup> годах прошлого века, гранитоиды этого района объединяются в позднепротерозойский мамско-оронский и раннепалеозойский (кембрий) конкудеро-мамаканский комплексы в составе которых доминируют биотитовые, реже двуслюдяные или амфибол-биотитовые равномернозернистые, порфиroidные граниты, граносиениты и гранодиориты.

Отобранные нами пробы представлены, в основном, биотитовыми порфиroidными (Kfs) гранитами в которых иногда встречается мусковит, большей частью наложенный, и изредка амфибол. По химическому составу они варьируют от умеренно щелочных гранитов до умеренно-щелочных лейкогранитов с отклонением единичных проб в сторону большей (сиениты) или меньшей (граниты) щелочности. Содержание SiO<sub>2</sub> в большинстве проб лежит в диапазоне 68–74.5 мас. %. Статистически выделяется две группы проб с содержанием 68–70 мас. % и 71–74.5 мас. % SiO<sub>2</sub>, что определяется разным количеством кварца. Сумма Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O варьирует в узком интервале 7.5–8.5 мас. %, соответствующем умеренно щелочным образованиям, с единичными, как отмечалось, отклонениями в большую или меньшую





сторону. Рассматриваемые гранитоиды высококалиевые (3–5.5 мас. %,  $K_2O$ ), известково-щелочные ( $NK/A < 0.82$ ), варьирующие от металюминиевых до слабо пералюминиевых ( $A/CNK = 0.74–1.07$ ).

Сумма REE составляет 62–184 ppm, характерна варьирующая, но в целом высокая дифференцированность редкоземельного спектра:  $La/Yb_{(n)} = 12.2–47.8$ ;  $La/Sm_{(n)} = 1.3–5.9$ ;  $Gd/Yb_{(n)} = 1.6–7.8$ . Величина Eu аномалии ( $Eu/Eu^*$ ) достигает 0.2, но в некоторых пробах практически отсутствует (0.86–0.94). Спайдер-диаграммы, нормированные по валовой коре, демонстрируют сильно варьирующее, но в целом повышенное содержание LILE, деплетированность Ta и Nb, высокие содержания Pb и Sr, низкое фосфора (во многих пробах ниже 0.1 мас. %  $P_2O_5$ ).

Изотопные характеристики гранитоидов также характеризуются очень большими вариациями. Так величина  $\epsilon Nd(T)$ , рассчитанная на возраст 290 Ma, составляет  $-22.5 \div -4.3$ ; модельный возраст протолита  $T_{Nd}(DM-2) = 2.9–1.4$  млрд лет.

Изотопный U-Pb возраст (LA-ICP-MS) определен в трех пробах: граносиенит –  $280.9 \pm 2.5$  Ma, MSWD = 1.4; биотитовые граниты –  $289.2 \pm 2.8$  Ma, MSWD = 1.6 и 287.7 Ma, MSWD = 2.0. Одна из изученных проб гранитов характеризуется присутствием унаследованного циркона ориентировочный возраст которого составляет 1.7–1.8 Ga. Для этой же пробы установлено и самое низкое значение  $\epsilon Nd(T)$ , составляющее  $-22.5$  и самый древний модельный возраст протолита – 2.9 Ga.

Сопоставление макрокомпонентного состава гранитоидов северной части АББ с составом пород магматических комплексов центральных районов Западного Забайкалья (Цыганков и др., 2010; 2017; Litvinovsky et al., 2011) показывает несомненное сходство с гранитами и граносиенитами баргузинского комплекса. На петрохимических диаграммах ( $K_2O - SiO_2$ ,  $NK/A - SiO_2$ ) фигуративные точки «северных» гранитов (без разделения на мамско-оронский и конкудеро-мамаканский комплексы) практически не выходят за пределы ареалов баргузинских гранитоидов «южных» районов.

Новые изотопные данные, в совокупности с опубликованными ранее (Цыганков и др., 2017), а также геологические наблюдения (наличие реститового материала в гранитах) вполне определенно указывают на коровый источник кремнекислых расплавов, образовавших гранитоиды баргузинского комплекса. Можно предположить, что некоторые петрохимические вариации обусловлены в основном степенью сегрегации расплава от рестита. Процессы внутрикамерной дифференциации несомненно также имели место, однако с ними можно, на наш взгляд, связать лишь жилы лейкогранитов и пегматоидные обособления в гранитах главных фаз формирования отдельных плутонов.

Кроме того, следует отметить, что в южных районах распространения гранитоидов баргузинского комплекса не были зафиксированы столь низкие значения  $\epsilon Nd(T)$ , до  $-22.5$  и столь древний модельный возраст коры – около 3 Ga. В целом, Nd изотопные данные указывают на омоложение коровых источников позднепалеозойских гранитоидов с севера на юг. Это находится в хорошем соответствии с модельным возрастом коровых провинций Забайкалья (Коваленко и др., 1996; Ярмлюк и др., 1999).

Проведенные исследования приводят к выводу о том, что гранитоиды мамско-оронского и конкудеро-мамаканского комплексов, развитые в северной части Ангаро-Витимского батолита, являются петро-геохимическим и временным аналогом гранитов баргузинского комплекса центральных районов Западного Забайкалья. Формирование баргузинских гранитов происходило за счет плавления коровых метатерригенных протолитов, модельный возраст которых систематически омолаживается с севера на юг.

*Работы выполнены в рамках программы фундаментальных исследований ГИН СО РАН (проект IX.129.1.2., № АААА-А16-116122110027-2), при поддержке грантов РФФИ № 17-05-00275, 20-05-00344.*



### Литература:

- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. с. 699–712.
- Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. т. 51 (9). с. 1249–1276.
- Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. 2017. т. 25. № 4. с. 395–418.
- Шацило А.В., Федюкин И.В., Паверман В.И. Палеомагнетизм позднепалеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и вмещающих пород Байкало-Патомской складчатой области: тектонические следствия // Геология и геофизика. 2014. т. 55. № 7. с. 1093–1111.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Будников С.В., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника. 1999. № 4. с. 3–20.
- Litvinovsky V.A., Tsygankov A.A., Jahn V.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y., 2011. Origin and evolution of overlapping calcalkaline and alkaline magmas: The Late Palaeozoic post-collisional Igneous province of Transbaikalia (Russia) // Lithos. 125. (3–4). 845–874.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ПОРОД И ВОЗРАСТЕ ТЭСИЙНГОЛЬСКОГО ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО АРЕАЛА СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

*Цыпукова С.С.<sup>1</sup>, Перепелов А.Б.<sup>1</sup>, Щербаков Ю.Д.<sup>1</sup>, Одгэрэл Д.<sup>2</sup>, Энхбат Д.-Э.<sup>2</sup>,  
Жгилев А.П.<sup>1</sup>, Пузанков М.Ю.<sup>3</sup>*

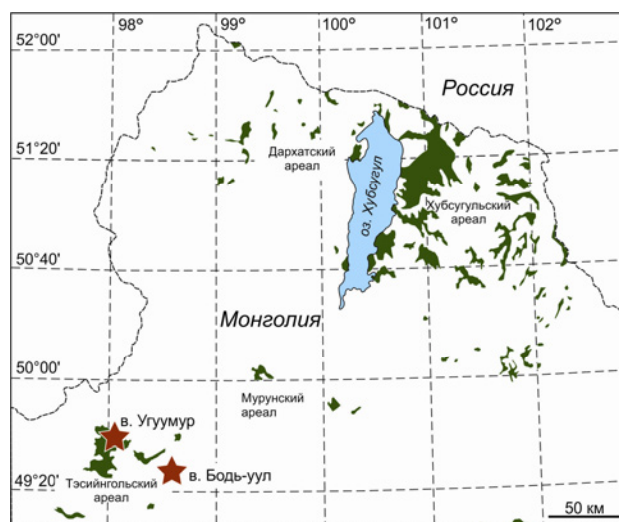
<sup>1</sup> ФГБУН Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, svetats@igc.irk.ru

<sup>2</sup> Геологический институт АНМ, Улан-Батор, Монголия, d\_odgerel@yahoo.com

<sup>3</sup> ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, puzankov@kscnet.ru

До 2017 г. точные геохронологические данные о времени формирования Тэсийнгольского вулканического ареала Северной Монголии отсутствовали (рис. 1). При этом по результатам геолого-съёмочных работ (1979 г.) вулканический ареал был отнесен к среднему и позднему плейстоцену. В 2017 году с появлением исследования (Ancuta, 2017), в котором приведены данные о возрасте пород одного из стратифицированных лавовых разрезов этого ареала, было установлено, что извержения базальтоидных магм происходили в Тэсийнгольском ареале в завершение среднего и начале позднего миоцена (13.25-8.13 млн лет). В этой же работе  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование пород расположенного к северо-востоку Мурунского вулканического ареала показало, что его образование произошло значительно раньше, в начале раннего миоцена (23.04-20.83 млн лет) (рис. 1).

В развитие геохронологических исследований кайнозойского вулканизма Северной Монголии нами получены новые данные по отдельным вулканическим центрам Тэсийнгольского ареала (табл. 1). Установлено, что расположенный в центральной части ареала вулканический центр Угуумур был образован во второй половине среднего миоцена (12.53 млн лет), а вулканический центр Бодь-уул, локализованный на восточной окраине, во второй половине раннего миоцена (16.99 млн лет). Таким образом, на настоящем этапе исследований показано, что вулканическая активность Тэсийнгольского ареала могла продолжаться в среднем и позднем миоцене на протяжении примерно 9 млн лет.



**Рис. 1.** Положение Тэсийгольского ареала и исследованных вулканических центров на схеме развития позднекайнозойского вулканизма в Северной Монголии.

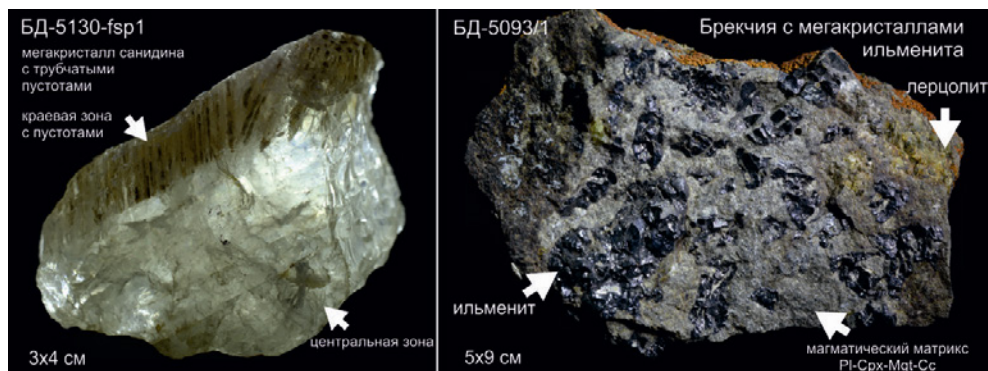
**Таблица 1.** Новые данные о возрасте вулканических пород и мегакристаллов Тэсийгольского ареала Северной Монголии ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ).

Вулкан	№ обр.	Порода, минерал	Проба	Возраст, млн. лет		MSWD
Угуумур	БД-4939	трахиандезибаазальт	ОМ*	12.54	± 0.23	1.40
	БД-5265С	мегакристалл San, центр	Минерал	15.13	± 0.17	0.30
	БД-5265R	мегакристалл San, край	Минерал	15.15	± 0.15	0.76
Бодь-уул	БД-5099	фонотефрит	ОМ*	16.99	± 0.45	0.72

Примечание.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронологические исследования выполнены в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН с применением ступенчатого прогрева. ОМ\* - тонкозернистая основная масса вулканических пород.

Новым в истории датирования продуктов кайнозойской вулканической деятельности как в Северной Монголии в целом, так и Тэсийгольского ареала в частности, является определение возраста формирования мегакристаллов, которые широко распространены здесь в лавах и эруптивных отложениях. Ассоциация мегакристаллов калийных и темноцветных минералов изучена на примере эруптивно-лавового центра Угуумур. Как было показано в работе (Peregriev et al., 2020), мегакристаллы вулкана Угуумур представлены санидинами (Kfs) (~60-75 %), пироксенами (Cpx) (~ 15-20 %), ильменитами (Ilm) (2-3%) и гранатами (Grt) (< 1 %). Размеры мегакристаллов санидинов достигают 4x9 см, пироксена и граната до 4x6 см, а ильменита до 1x1 см. Отмечаются находки необычных по составу брекчий, насыщенных обломками мегакристаллов ильменита с магматическим матриксом и выделениями кальцита (рис. 2). В таких брекчиях обнаружены редкие мегакристаллы апатита. Мегакристаллы вулкана Угуумур относятся к Na-санидинам ( $\text{An}_{3-4} \text{Ab}_{44-51} \text{Or}_{45-52}$ ), Ca-Na пироксенам, близким по составам к омфацитам ( $\text{Di}_{70-77} \text{Jd}_{19-28} \text{Ae}_{0-8}$ ), ильменитам ( $\text{TiO}_2$  46-52, MgO 1.0-1.7 вес.%) и альмандин-гроссуляр-пироповым гранатам ( $\text{Alm}_{60-66} \text{Grs}_{17-20} \text{Py}_{14-17}$ ). Для мегакристаллов апатитов из брекчий характерны высокие содержания F (3.1-5.1 вес. %) и Sr (до 0.8 вес.%).

По разнообразию ксеногенных включений (перидотиты, пироксениты, гранулиты), а также мегакристаллов, вулкан Угуумур имеет значительное сходство с известным в геологической литературе вулканическим центром Шаварын-Царам в Тарятском вулканическом ареале Центральной Монголии (Carlson, Ionov, 2019).



**Рис. 2.** Мегакристалл санидина и брекчия с мегакристаллами ильменита вулканического центра Угуумур в Тсийгольском ареале Северной Монголии.

Один из крупных мегакристаллов санидина (4x5 см), имеющий выраженные кристаллографические формы, был датирован  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом (табл. 1). С целью проверить возможность термического воздействия высокотемпературной базальтоидной магмы на мегакристаллы, которое могло повлечь за собой существенную потерю накопленного радиогенного аргона, датирование выполнено раздельно для центральной и краевой зон санидина. Как показали результаты датирования, существенных различий между установленными значениями возраста для краевых и центральных зон мегакристалла K-Na полевого шпата нет (15.15 и 15.13 млн лет, соответственно). При этом очевидно, что возраст формирования мегакристаллов санидина, даже с учетом возможной потери аргона при нагреве минерала при транспортировке магмой, заметно более «древний» в сравнении с лавами трахиандезибазальтов вулкана Угуумур (12.53 млн лет). Следует также отметить, что в расчет возраста было включено 99-100 %  $^{39}\text{Ar}$ , выделенного во время термического эксперимента, с оценкой вероятности 0.97. Тем не менее, возраст формирования мегакристаллов K-Na полевых шпатов находится во временном диапазоне вулканической активности Тэсийнольского ареала с учетом наиболее раннего из установленных вулканических событий, связанного с образованием вулкана Бодь-уул (16.99 млн лет).

Принимая во внимание близкий возраст и сходные изотопные характеристики, определенные ранее для вулканических пород и мегакристаллов полевых шпатов и пироксенов Тэсийгольского ареала (Perpelov et al., 2020), а именно:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0.70447-0.70492 и 0.70462-0.70531,  $\epsilon\text{Nd}$  (-4.86) – (-9.92) и (-6.61) – (-12.07), соответственно, следует предполагать существование общего для них источника вещества. При этом связь формирования ассоциации мегакристаллов с процессами кристаллизации базальтоидных магм не установлена.

*Использовалось оборудование Центра коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Исследования выполнены по государственному заданию (проект 0284-2021-0007) и при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-55-91049- Mong\_оми).*

#### Литература:

Ancuta, L. D. Toward an Improved Understanding of Intraplate Uplift and Volcanism: Geochronology and Geochemistry of Intraplate Volcanic Rocks and Lower-Crustal Xenoliths // Theses and Dissertations. Lehigh University. 2486. 2017. <http://preserve.lehigh.edu/etd/2486>

Carlson, R. W.; Ionov, D. A. Compositional Characteristics of the MORB Mantle and Bulk Silicate Earth Based on Spinel Peridotites from the Tariat Region, Mongolia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2019. 257. P. 206–223. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.05.010>.

Perpelov A., Kuzmin M., Tsypukova S., Shcherbakov Y., Dril S., Didenko A., Dalai-Erdene E., Puzankov M., Zhgilev A. Late Cenozoic Uguumur and Bod-Uul Volcanic Centers in Northern Mongolia: Mineralogy, Geochemistry, and Magma Sources // *Minerals.* 2020. V. 10. № 7. DOI: 10.3390/min10070612



## НЕОАРХЕЙСКИЕ ГРАНИТЫ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ, БАТИЙСКИЙ ЩИТ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ГЕОХИМИЯ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ

*Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С.*

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,  
vpchekulaev@mail.ru*

Главной особенностью Карельской провинции является гетерогенность ее строения, выраженная наличием крупных фрагментов коры (доменов), различающихся временем формирования слагающих их комплексов пород: Водлозерского, Центрально-Карельского и Западно-Карельского (Лобач-Жученко и др., 2000; Ранний докембрий..., 2005). Архейская кора провинции была сформирована в интервале времени 3240–2680 млн лет в результате нескольких этапов образования прежде всего магматических пород (Арестова и др., 2015; Чекулаев и др., 2018). Начиная с временного уровня 2.75–2.78 млрд лет, кора Карельской провинции развивалась практически одинаково. В интервале времени 2.72–2.74 млрд лет на всей территории провинции формировался комплекс интрузивных субщелочных пород, санукитоидов и сиенитов, достаточно хорошо изученных (Lobach-Zhuchenko et al., 2005). Завершает архейскую историю гранитоидный магматизм с возрастом 2.68–2.75 млрд лет. Гранитоиды этого этапа существенно отличаются от гранитоидов предыдущих этапов, когда формировались преимущественно породы TTG (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) ассоциации. Они являются двуполевошпатовыми и развиты на всей площади Карельской провинции. По форме геологического проявления плагиомикроклиновые гранитоиды представлены двумя типами - ультраметаморфическими и интрузивными.

*Ультраметаморфические плагиомикроклиновые гранитоиды* имеют чрезвычайно широкое распространение на уровне современного эрозионного среза и развиты во всех изученных нами районах, слагая большую часть гнейсо-гранитных ареалов (Ранний докембрий..., 2005). В подавляющем большинстве эти породы образовались в результате К-метасоматоза и связанных с ним процессов перекристаллизации и селективного плавления более древних пород TTG-ассоциации, обычно сохраняя все их текстурно-структурные особенности и основные особенности вещественного состава (Геология и петрология..., 1969).

Ультраметаморфическая природа гранитоидов обусловила разнообразие их состава и форм проявления в зависимости от интенсивности процессов ультраметаморфизма и метасоматоза в частности. Соответственно наблюдаются все переходы от пород, не содержащих К-полевого шпата (преимущественно микроклина), до субщелочных существенно калиевых пород. Такое же разнообразие наблюдается и в геологических формах проявления от порфировидных, до лейкократовых жильных и пегматоидных. Детально эти породы и процессы, приводящие к их образованию, описаны на примере Юго-Западной Карелии (Геология и петрология..., 1969).

*Интрузивные гранитоиды* варьируют по составу от гранодиоритов до лейкократовых гранитов и во всех изученных районах имеют возраст в интервале 2.68–2.75 млрд лет.

Геологическая форма проявления интрузивных гранитоидов разнообразна, но преобладают разного размера массивы. Хорошо устанавливаются и картируются относительно крупные (до нескольких сотен квадратных километров) массивы. Наряду с массивами, в ряде районов граниты образуют характерные небольшой мощности (до первых метров) тела, располагающиеся параллельно субгоризонтальным системам трещин или сланцеватости. Для части гранитов этой группы четко устанавливается связь с пологими структурами.

В пределах Западно-Карельского домена интрузивные граниты образуют небольшие массивы, приуроченные к супракрустальным породам Костомукшской зеленокаменной структуры (Ранний докембрий..., 2005). Здесь выделяется серия интрузий, которые

прорывают метабазалты (массивы Таловейс и Ниemiaрвинский) и сланцы гимольской серии (Шурловарский массив), являющейся стратотипом верхнего лопия и соответственно являются неоархейскими. Ряд гранитных массивов в северо-восточной части Центрально-Карельского домена, где они пространственно приурочены к Парандовско-Пезозерскому зеленокаменному поясу, массивы Шобинский, Кочкомский, Нигалма, Вотулма, Лобаш и др., объединяемые В.В. Иваниковым и др. (1995) в рамках габбро–диорит–гранодиорит–гранитной серии. С некоторыми из этих массивов связаны месторождения и перспективные проявления молибденовых с золотом руд.

Все интрузивные двуполевошпатовые граниты Карельской провинции при заметных вариациях  $\text{SiO}_2$  в целом имеют много общего в содержаниях главных элементов. Они характеризуются близкой щелочностью при  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  в основном 7.5–8.5 %, высокой железистостью ( $\text{mg}\#$  обычно меньше 30), являются преимущественно перглиноземистыми ( $\text{ASI} > 1$ ). В то же время интрузивные граниты, будучи сформированными в сравнительно узком временном интервале, характеризуются значительными вариациями в содержаниях редких и редкоземельных (РЗ) элементов. Это принципиально важно, т.к. имеется представление, что некоторые характеристики химического состава гранитов могут отражать геодинамическую обстановку их образования. Однако ранее нами было показано (Ранний докембрий..., 2005; Арестова и др., 2015), что на данном этапе эволюции образование магматических пород Карельской провинции было связано с развитием плюма.

Для удобства рассмотрения химического состава за основу была взята распространенная дискриминационная диаграмма Дж. Пирса с соавторами (Pearce et al., 1984), основанная на содержаниях Rb, Y и Nb. Для характеристики особенностей состава гранитов, были сгруппированы интрузии, характеризующиеся близкими содержаниями или отношениями отдельных редких и РЗ элементов с условным выделением шести групп (рис. 1). Разделение гранитов на группы по составу является в какой-то мере условным и осуществлено с целью оценки различий в условиях их образования.

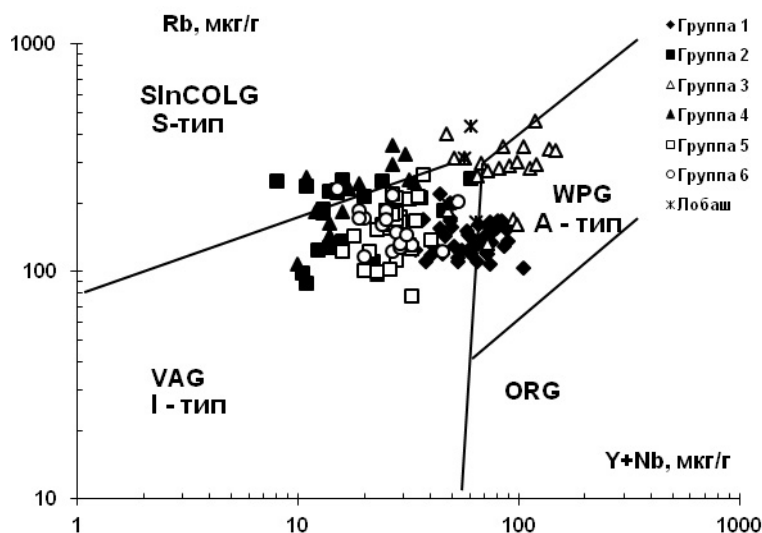


Рис. 1. Диаграмма Y+Nb – Rb по Pearce et al., 1984 для неоархейских гранитов Карельской провинции.

Согласно имеющимся экспериментальным данным источником образования гранитных расплавов служат преимущественно породы средне-кислого состава. К неоархею была сформирована мощная кора Карельской провинции, в строении которой преобладали палео-, мезо- и неоархейские плутонические ТТГ породы, которые наряду со средне-кислыми метавулканитами явились источником для образования двуполевошпатовых гранитов (Лобач-Жученко и др., 2000; Ранний докембрий..., 2005).



Расплавы гранитов, отнесенных к группе 1 (массивы Хижозерский, Юковский, Охтомозерский, Шурловара) и имеющих состав, присущий внутриплитным гранитам А-типа, согласно экспериментальным данным П. Доуса (Douce, 1997) имели в качестве источника известково-щелочные гранитоиды, а согласно петрогенетическому моделированию, выполненному А.В. Коваленко, образовались в результате плавления источника, обогащенного РЗЭ и Ва при высокой температуре (более 900 °С) и низком (менее 4 кбар) давлении (Лобач-Жученко и др., 2005). Высокие содержания в гранитах этой группы Y, Nb и Zr обусловлены составом рестита, в котором главную роль играли ортопироксен и плагиоклаз, имеющие низкие коэффициенты распределения этих элементов с расплавом. Это подтверждается наличием в породах отрицательной Eu-аномалии. Другой отличительной особенностью большинства гранитов этой группы является изотопный состав Nd (Чекулаев и др., 1997), свидетельствующий об отделении источника от протолита незадолго до образования исходного расплава. На это указывают положительные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  и модельный возраст  $t_{Nd(DM)}$ , близкий к возрасту гранитов. Массивы гранитов группы 1, имеющие близкий возраст, установлены в разных доменах Карельской провинции, а также в пределах Беломорской провинции. Это показывает, что локально создавались одинаковые, но специфические условия гранитообразования.

Граниты группы 2, представленные Кубовским и Сойминским массивами и дайковым телом Лайручья, характеризуются низкими содержаниями Nb и особенно Y, типичными для гранитов I-типа, при средних содержаниях Ba, Sr и Rb, что может указывать на более глубинные условия плавления источника с обязательным присутствием в рестите граната и, вероятно, рутила. Изотопный состав Nd в гранитах Лайручья и Кубово, выраженный отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}(t)$  и большим модельным возрастом  $t_{Nd(DM)}$ , указывает на древний возраст протолита, что характерно для большинства пород Водлозерского домена.

Составы гранитов 3-й группы (массивы Карташовский, Черевский и Ниемиярви) на рис. попадают на границу составов гранитов S- и A-типов, благодаря одновременно высоким содержаниям Rb, Y и Nb. Образование гранитов S-типа, характеризующихся высоким содержанием Rb, связывают (Chappell, White, 1974) с плавлением метаосадков в синколлизийной обстановке. Однако в пределах Карельской провинции архейские осадки, особенно глиноземистые породы, имеют ограниченное распространение и близкий, т.е. неархейский возраст (Чекулаев, Арестова, 2020). Высокое содержание в расплаве Rb требует отсутствия в рестите биотита, т.е. сухие условия плавления источника. Другой особенностью гранитов этой группы являются низкие содержания Sr и Ba, требующие наличия в рестите плагиоклаза и калиевого-полевого шпата. Это подтверждается значительной отрицательной аномалией Eu. Наличие полевошпатового рестита может свидетельствовать о сравнительно малых глубинах плавления источника.

Граниты группы 4, представленные пологими телами гранитов районов рек Суны и Винелы и присутствующие в виде субгоризонтальных жильных тел, также характеризуются высокими содержаниями Rb и отвечают составам гранитов S-типа (рис.). Соответственно к ним подходит все, сказанное о гранитах группы 3. Другой отличительной особенностью гранитов этой группы являются низкие содержания всех HFS элементов Zr, Y, Nb, Ti и литофильных Sr и Ba. Граниты 4-й группы отличает их структурное положение в виде пологих тел, контролирующих субгоризонтальные деформации (Ранний докембрий..., 2005). Однако наличие таких структур не является показателем коллизийной обстановки, т.к. в Карельской провинции отсутствуют характерные для нее признаки.

Граниты группы 5 (массивы Кармасельгский, Остерский, Западно-Охтомозерский и др.), имеющие наиболее широкое распространение в Карельской провинции, по составу являются типичными гранитами I-типа. Они имеют более фракционированное распределение ЛРЗЭ с  $(La/Sm)_n$  до 6, чем тяжелых РЗЭ с  $(Tb/Yb)_n$  не более 1,5, а также значительную



отрицательную аномалию Eu. Моделирование, выполненное на примере гранитов Остерского массива, показало возможность их образования в результате 60% плавления пород гранодиоритового состава с присутствием в составе рестита ортопироксена, граната и титаномагнетита. Таковыми могли быть древние (с возрастом около 3140 млн лет) гранодиориты района р. Выг (Лобач-Жученко и др., 1999) или Палой Ламбы (Арестова и др., 2015). Внутренняя неоднородность Остерской и других подобных интрузий обусловлена фракционной кристаллизацией. Все представленные массивы этой группы расположены в пределах древнего Водлозерского домена и имеют модельный возраст  $t_{Nd(DM)}$  не менее 3 млрд лет, что характерно для большинства пород, слагающих домен.

Граниты группы 6 (массивы Вотулма, Нигалма, Кочкомский, Шобинский и др.) по составу близки к гранитам группы 5, отличаясь лишь отсутствием Eu аномалии, что может указывать на более глубокие или высокотемпературные условия образования расплава при отсутствии в рестите плагиоклаза и K-полевого шпата. Это подтверждается высокими содержаниями в них Sr и особенно Ba. Высокая температура плавления источника могла быть обеспечена подъемом плюма, как это и предполагается для времени около 2.7 млрд лет назад (Арестова и др., 2015). Главной особенностью гранитов этой группы является ее специализация в отношении Mo, U, W, Bi, Ag, Au, наиболее ярко выраженная в гранитах и лейкогранитах массива Лобаш, которые отличаются от остальных гранитов группы лишь более высокими содержаниями Rb и Nb.

Таким образом, наблюдаемые вариации состава неархейских гранитов Карельской провинции, сформированных в течение относительно короткого интервала времени при отсутствии какой-либо пространственной закономерности, не могут быть объяснены различиями в геодинамической обстановке, а являются отражением различий в минеральном составе рестита, который зависит в первую очередь от глубины плавления источника, т.е. от давления, и во вторую очередь от температуры. Состав источника, который был представлен в основном породами ТТГ ассоциации, играл второстепенную роль.

*Работа выполнена в рамках темы НИР (0153-2019 -0001).*

#### **Литература:**

Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Кучеровский Г.А. Корреляция процессов формирования архейской коры древнего Водлозерского домена (Балтийский щит) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 2. С. 1–13.

Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии (ред. К.О. Кратц). Л.: Наука, 1969. 226 с.

Иваников В.В., Григорьева Л.В., Шинкарёв Н.Ф. и др. Позднеархейская рудно-магматическая гранит-молибденитовая система в северо-восточной Карелии // Вестник СПбГУ. Сер. 7: геология-география. 1995. В. 4. № 28. С. 35-44.

Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Водлозерский домен. В кн.: «Ранний докембрий Балтийского щита» (Редактор В.А.Глебовицкий). С.Пб.: Наука. 2005. С. 288–343.

Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Чекулаев В.П. и др. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 156–173.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование. Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.

Ранний докембрий Балтийского щита (ред. В.А.Глебовицкий). СПб. Наука, 2005. 711 с.

Чекулаев В.П., Арестова Н. А. Архейские метатерригенные осадочные породы Карельской провинции: Геологическое положение, геохимия, источники сноса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 3–25.

Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А. Изменение условий формирования коры Карельской провинции Балтийского щита прт переходе от мезо- к неархею: результаты геохимических исследований // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 3. С. 3–23.





Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Коваленко А.В., Слабунов А.И. Карельская гранит-зеленокаменная область. Центрально-Карельский домен. В кн.: «Ранний докембрий Балтийского щита» (Редактор В.А.Глебовицкий). С.Пб.: Наука. 2005. С. 395–471.

Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Левский Л.К. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. № 8. С. 808-816

Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1974. V. 8. P. 173–174.

Douce P.A.E. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids // Geology. 1997. V. 25. № 8. P. 743–746.

Lobach- Zhuchenko S. B., Rollinson H. R., Chekulaev V.P. et al. High-Mg granitoids (sanukitoids) of the Baltic shield – geological setting, geochemical characteristics and implication for the origin of mantle derived melt // Lithos. 2005. V. 79. P. 107–128.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.

## ИЗМЕНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ПРИ ПЕРЕХОДЕ ОТ АРХЕЯ К ПРОТЕРОЗОЮ НА ПРИМЕРЕ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

*Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А.*

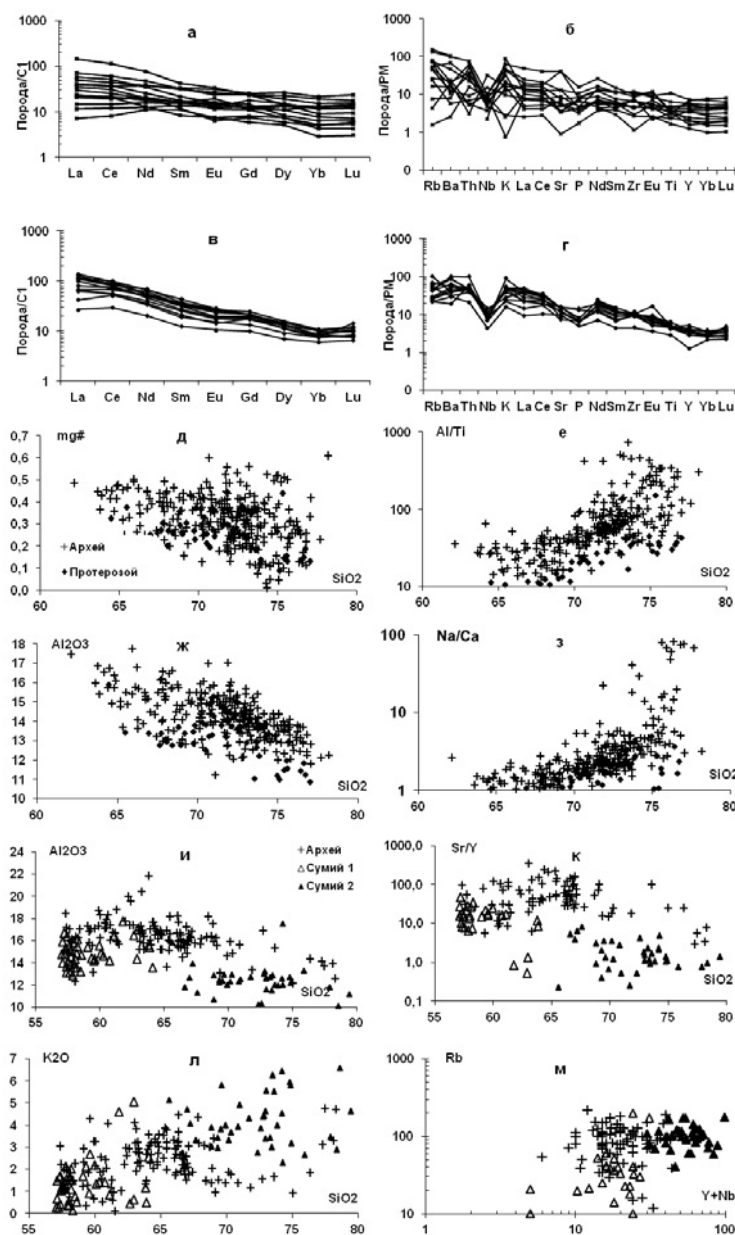
*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,  
vprchekulaev@mail.ru*

Несмотря на хорошую изученность Балтийского щита, включая и проблему границы между археем и протерозоем, многие вопросы в рамках этой проблемы не представляются решенными. Аспектами данной проблемы являются (1) стратиграфический, (2) геохронологический, (3) геологический, (4) вещественный, (5) геотектонический. Согласно международной стратиграфической шкале, а также шкале, принятой в России (Общая стратиграфическая..., 2002), граница между археем и протерозоем проводится на уровне 2500 млн лет. Самая верхняя часть разреза архея (неоархея) представлена вулканогенно-осадочными образованиями гимольской серии, наиболее хорошо представленными и изученными в Костомукшской и Лехтинской структурах (Раевская и др., 1992; Милькевич, Мыскова, 1998). При этом возраст этих пород находится в интервале 2,74–2,70 млрд лет. Такой же возраст имеют интрузии субщелочных пород (санукитоидов), а возраст 2,70–2,68 млрд лет имеет обширный комплекс К-На гранитоидов. Наиболее ранними супракрустальными образованиями палеопротерозоя являются вулканы и терригенные породы сумия. Возраст сумия согласно стратиграфической шкале (Общая стратиграфическая..., 2002), составляет 2,4–2,5 млрд лет. Такой же возраст имеют базиты и ультрабазиты расслоенных интрузий и габбро-нориты (друзиты) Беломорья. То есть в интервале 2,68–2,5 млрд лет назад магматизм имел весьма ограниченное распространение, что находит свое отражение на гистограммах возрастов с двумя пиками, отвечающими интервалам 2,40–2,48 и 2,68–2,76 млрд лет и соответственно сумийскому и неоархейскому временным периодам. Соответственно сравнение химического состава магматических пород, сформированных в эти периоды, перейти к палеогеодинамическим реконструкциям.

Этот вопрос рассмотрен путем сравнения химического состава магматических пород разного состава Карельской провинции.

*Базиты* сумийского этапа, независимо от разнообразия в геологических формах проявления, характеризуются в целом постоянным составом, чем отличаются от неоархейских базитов. Все базиты возраста 2.4–2.5 млрд лет по сравнению с коматиитами и базальтами мезо- и неоархея (Арестова, Глебовицкий, 2005; Чекулаев, Арестова, 2018;

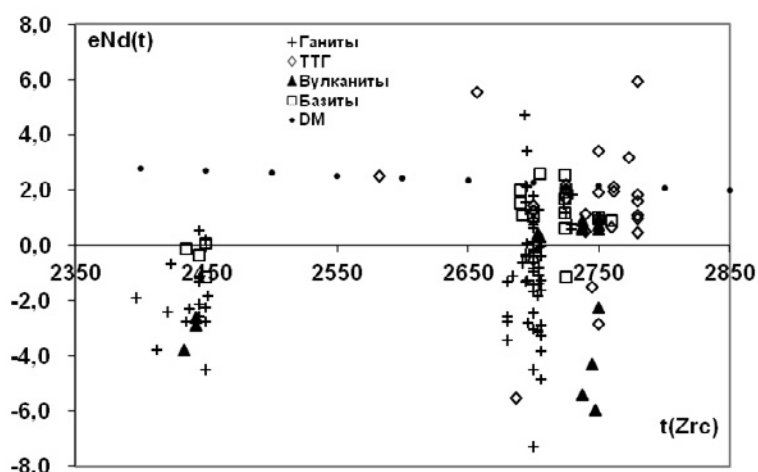
Арестова и др., в печати) отличается повышенное на 2–4% содержание  $\text{SiO}_2$  при  $\text{MgO} = 16\text{--}5\%$ ,  $\text{mg\#} = 0.63\text{--}0.49$ ,  $\text{TiO}_2$  превышает 0,5%, тогда как в неархейских  $\text{MgO}$  достигает 31.5%,  $\text{mg\#} = 0.81\text{--}0.49$ . Все раннепротерозойских базиты обогащены Zr и ЛРЗЭ, имеют низкие отношения  $\text{Ti/Zr}$  (50–80) и высокие  $\text{Zr/Y}$  (3–6). Различия составов неархейских и палеопротерозойских базитов можно видеть на примере содержаний и характера распределения РЗЭ и спайдер-диаграммах (рис. 1), показывающих заметный разброс значений для неархейских базитов, по сравнению с протерозойскими. В то же время именно характер распределения РЗЭ показывает самое значимое отличие составов, которое выражается большим фракционированием РЗЭ в породах палеопротерозоя, включая фракционирование тяжелых РЗЭ (рис. 1), что отражает наличие в рестите граната, т.е. более глубокие условия плавления источника. Это согласуется с более низкими содержаниями Y в протерозойских базитах.



**Рис. 1.** Распределение РЗЭ в средних составах основных вулканитов неархея (а) и палеопротерозоя (б); спайдер-диаграммы для средних составов основных вулканитов неархея (в) и палеопротерозоя (г); парные диаграммы для гранитов (д-з) и средне-кислых вулканитов (и-м) неархея и палеопротерозоя.

*Средне-кислые вулканиты сумия* образуют две существенно различающиеся по составу группы (рис. 1): (1) преимущественно андезиты и дациты нормального ряда с  $\text{SiO}_2 < 65\%$ , не имеющие интрузивных аналогов, присутствующие в центре и на северо-востоке Карельской провинции, и (2) богатые  $\text{K}_2\text{O}$  дациты и риолиты ( $\text{SiO}_2 > 65\%$ ), аналогичные по составу интрузивным гранитам того же возраста и присутствующие на севере провинции, на границе с Беломорским поясом. Вулканиты 2-ой группы отличаются от таковых 1-ой группы более высокими содержаниями Ba, Rb,  $\text{K}_2\text{O}$ , Zr, Y, REE, значениями ASI, Rb/Sr (рис. 1), значительной отрицательной Eu-аномалией.

Средне-кислые вулканиты неoarхея представлены породами обычной андезит-дацит-риолитовой ассоциации, которые по составу аналогичны близким им по возрасту породам тоналит-грандьеит-гранодиоритовой (ТТГ) плутонической ассоциации (Чекулаев и др., 2018). Вместе с осадками они слагают основную часть поясов западного и восточного обрамления Центрально-Карельского домена. От более древних мезоархейских они отличаются более высокими содержаниями Sr, Ba, LREE (Чекулаев и др., 2018). От сумийских вулканитов 1-ой группы их отличают более высокие Sr, Al, Sr/Y, La/Yb, La/Sm, более низкое отношение K/Rb (на рис. 2 поля на диаграммах с Al и Sr,  $\text{SiO}_2 - \text{Sr/Y}$ , Y+Nb – Rb). Кроме того, в неoarхейских структурах отсутствуют вулканиты, богатые  $\text{K}_2\text{O}$ .



**Рис. 2.** Диаграмма возраст (млн лет) –  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  для пород неoarхея и палеопротерозоя Карелии.

*Неoarхейские плагиомикроклиновые граниты* в отличие от более ранних пород ТТГ ассоциации развиты повсеместно, но в основном как результат ультраметаморфизма и K-метасоматоза ТТГ-пород (Чекулаев и др., 2018). Близкие по возрасту ( $2,7 \pm 0,05$  млрд лет) и широко распространенные в пределах Карельской провинции (отсутствуют в Беломорье) интрузивные граниты существенно варьируют по составу (Чекулаев и др., 2020). Они имели близкий по составу коровый источник, но различающийся по возрасту и глубине плавления. Граниты палеопротерозоя отсутствуют на юге и в центре Карельской провинции. Они слагают интрузии в зоне сочленения Карельской и Беломорской провинций, а также в виде многочисленных небольших интрузий и жильных тел прорывают архейские породы Беломорского пояса. На всей площади развития они имеют постоянный химический состав, аналогичный таковому K-риолитов. По сравнению с неoarхейскими они имеют выдержанный химический состав на всей площади и характеризуются более высокими содержаниями Ti, Zr, CaO,  $\text{K}_2\text{O}$ , Y, всех REE; более низкими –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , mg#, Al/Ti, Sr/Y, Na/Ca (рис. 1).



Таким образом, наряду с отличиями групп пород в содержании отдельных элементов, имеется общее отличие: составы всех разновидностей пород неархея (базитов, вулканитов средне-кислого состава, гранитов) значительно варьируют, тогда как для магматитов палеопротерозоя характерны значительно меньшие колебания. Эта особенность находит отражение в изотопном составе Nd (рис. 2). Протерозойские породы характеризуются сравнительно близкими и отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd(t)}$ , указывающими на преимущественно неархейские источники, тогда как породы неархея показывают большой разброс значений  $\epsilon_{Nd(t)}$ , свидетельствующий об источниках, различающихся по возрасту от нео- до палеоархея.

#### Литература:

- Арестова Н.А., Глебовицкий В.А. Магматизм этапа 2.46-2.40 млрд. лет. В: Ред. В.А. Глебовицкий. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. С. 229–243.
- Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А. Сумийские базальты Карельской провинции, Балтийский щит: геологическое положение, состав, условия образования // Петрология. (в печати).
- Милькевич Р.И., Мыскова Т.А. Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии (литология, геохимия, источники сноса) // Геология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 177–194.
- Раевская М.Б., Горьковец В.Я., Светова А.И., Володичев О.И. Стратиграфия докембрия Карелии // Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1992. 191 с.
- Ранний докембрий Балтийского щита (ред. В.А.Глебовицкий). СПб: Наука. 2005. 711 с.
- Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С. Неархейские граниты Карельской провинции: геологическое положение, геохимия, происхождение // Региональная геология и металлогения. 2020. № 81. С. 21–38.
- Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А. Изменение условий формирования коры Карельской провинции Балтийского щита прт переходе от мезо- к неархею: результаты геохимических исследований // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 3. С. 3–23.

## СХОДСТВА И РАЗЛИЧИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ЗОН УГЛОВОЙ ГОРЯЧЕЙ ТРАНСТЕНСИИ БАЙКАЛО-МОНГОЛЬСКОГО И ХАННУОБА-ХЭЙЛУЦЗЯНСКОГО РЕГИОНОВ ЯПОНСКО-БАЙКАЛЬСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО КОРИДОРА

*Чувашова И.С.<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup>*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия,*

<sup>2</sup>*Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия*

Магмообразование и магмопроницаемость литосферы контролируется структурами растяжения, которые могут относиться к зоне раздвига, зоне аккомодации, зоне трансенсии или зоне пулл-апарт. Мы выделяем новый тип магмоконтролирующей структуры – зону угловой горячей трансенсии. Деформация упруго-пластичного литосферного блока реализуется движениями по разломам, соответствующим касательным напряжениям, которые образуют симметричный узел активных пересекающихся структур с попарными секторами растяжения и сжатия. Приложение силы к основанию деформируемого блока ведет к нарушению симметрии до полной концентрации движений в пределах одного сектора, ограниченного активными разломами. Сектор растяжения ограничивается зонами трансенсии (косого растяжения), образующими единую зону угловой трансенсии, тогда как сектор сжатия может ограничиваться зонами транспрессии (косого сжатия), что приведет к образованию зоны угловой транспрессии.



Зоны угловой транстенсии характерны для Японско-Байкальского геодинамического коридора, под которым мы понимаем ограниченную по латерали подвижную полосу литосферы и подлитосферной мантии Центральной и Восточной Азии, подверженную воздействию сил и процессов новейшего геодинамического этапа и характеризующуюся действием силы затягивания материала от периферии коридора к его оси. Геодинамический коридор протягивается от зоны задугового спрединга в Японском море к центральной части Байкальской рифтовой системы и характеризуется максимальной скоростью движения материала вдоль его оси при латеральных ограничениях, за которыми скорость движений вдоль коридора снижается до нуля (Chuvashova et al., 2017). В терминах флюидной механики силы астеносферной части геодинамического коридора описываются поведением слоя флюида в канале (Turcotte, Schubert, 2014). В геодинамический коридор включаются движения не только подлитосферной мантии, но и литосферы.

Структуры угловой горячей транстенсии образовались в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре в ходе новейшего геодинамического этапа, начавшегося около 90 млн лет назад (Рассказов, Чувашова, 2013). Запуск новейших геодинамических процессов, которые привели к современному состоянию коры и мантии, мог быть обусловлен сбоем орбитального вращения Земли, произошедшим приблизительно в это время (Ma et al., 2017). В позднем мелу и палеогене расплавные аномалии проявляли активность в разных регионах Азии с квазипериодичностью 10–20 млн лет. Японско-Байкальский геодинамический коридор резко обозначился полосой расплавных аномалий, активизированных между Япономорской и Байкальской подвижными системами в интервале 22–17 млн лет назад во время запуска режима ролл-бэк в Япономорской подвижной системе с последующим проявлением активности расплавных аномалий квазипериодами 2.5 млн лет (Чувашова, Рассказов, 2014).

При западно-северо-западном простирании Японско-Байкальского геодинамического коридора силы затягивания к оси приводили к образованию субмеридиональных и субширотных транстенсионных сегментов. Горячие импульсы создавались в оси коридора и передавались на его периферию. Такая передача импульсов была отчетливо выражена в Байкало-Монгольском расплавном регионе. Западно-Забайкальская первичная расплавная аномалия способствовала развитию мел-палеогенового Селенгино-Витимского прогиба перед Южно-Байкальским орогеном, который сменялся развитием неоген-четвертичной Байкальской рифтовой системы, сопровождавшейся активностью вторичных Витимской и Удоканской расплавных аномалий. В последние 16 млн лет горячие транстенсионные импульсы проявлялись с квазипериодичностью 2.5 млн лет в зоне Витимо-Удоканской угловой горячей транстенсии (Виу) при переходе от центральной к периферической части морфоструктуры Витимского бассейна северо-востока Байкальской рифтовой системы. Витимская и Удоканская расплавные аномалии были активны только на структурных окончаниях Ципа-Муяканского и Муя-Удоканского транстенсионных сегментов, в которых обеспечивалась антиподная активизация глубинных источников вулканизма. В условиях осевой транстенсии, унаследованной от Селенгино-Витимского прогиба, активизировались источники Витимской аномалии в гетерогенной вязкой мантии, испытавшей наиболее существенные преобразования около 640 млн лет назад. Расплавы поднимались из подлитосферных источников сквозь литосферу без ее существенного плавления. В условиях новообразованной (наведенной) угловой горячей транстенсии расплавы Удоканской аномалии генерировались главным образом в гадейской литосфере по механизму их динамической сегрегации (Рассказов, Чувашова, 2018).

В Ханнуоба-Хэйлуцзянском регионе Японско-Байкальского геодинамического коридора, в области перехода от Большого Хингана к северному замыканию бассейна Сунляо, обозначается сочетание расплавных аномалий угловой горячей транстенсии Учсю



(Учагоу-Сюнке). Северо-северо-восточная горячая ветвь вулканических полей Учагоу, Халаха и Нуоминхе сочетается с западно-северо-западной ветвью полей Менлу, Сюнке, Куербин и Амурзет. Обе горячие ветви зоны угловой горячей транстенсии Учсю, протягивающиеся на 450–500 км, маркируются вулканическими ассоциациями калинатровых и натровых пород базанит-трахибазальтового и андезит-андезибазальтового состава смешанного мантийно-корового происхождения последних 10 млн лет. Во входящем углу зоны горячей транстенсии Учсю, на северном замыкании бассейна Сунляо, сформировавшегося в позднем мезозое, в последние 5 млн лет получила развитие субмеридиональная зона транстенсии Удаляньчи, вулканические породы которой имели калиевый состав. Излившиеся низко-Mg калиевые расплавы поля Еркешан внутренней части бассейна Сунляо сменяются, по мере приближения к вулканическому полю Менлу структуры Учсю, низко- и умеренно-Mg расплавами поля Удаляньчи, а затем расплавами поля Келуо, на котором существенную роль играют высоко-Mg оливиновые лейцититы. В тыловой области зоны горячей транстенсии Учсю около 100 тыс. лет назад произошел локальный прорыв ультракалиевых расплавов вулкана Сяогули. В глубинных источниках вулканических пород зоны горячей угловой транстенсии Учсю и осложняющей ее зоны Удаляньчи основную роль играет вязкая мантия возрастом около 1.88 млрд лет и порции мантийного материала, испытавшие конвективную гомогенизацию 150 млн лет назад и позже [Rasskazov et al., 2020].

Из сопоставления источников расплавных аномалий зон Виу и Учсю, следует вывод о доминирующей роли угловой горячей транстенсии в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре не только в Байкало-Монгольском регионе, но и в Ханнуоба-Хэйлуцзянском. Различный пространственно-временной характер выражения угловой горячей транстенсии в этих регионах объясняется зависимостью деформаций от структурных неоднородностей литосферы, созданных предшествующим геологическим развитием территорий. Продолжительная позднекайнозойская импульсная передача деформаций от локальной Витимской расплавной аномалии к Удоканской в зоне Виу отразила переход от развития Селенгино-Витимского прогиба к развитию северо-восточной части Байкальской рифтовой системы (Чувашова и др., 2019). Угловое сочетание цепочек вулканических полей зоны Учсю было обусловлено движениями литосферы и подлитосферной мантии, проявившимися в общей активизации источников расплавных аномалий области северного замыкания бассейна Сунляо около 10 млн лет назад и подчеркивалось 5 млн лет спустя наложением зоны калиевого вулканизма Удаляньчи, в которой отразилась неоднородность материала источников осевой структуры бассейна Сунляо.

#### **Литература:**

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Глобальное и региональное выражение новейшего геодинамического этапа // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2013. Т. 88, № 4. С. 21–35.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и транстенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 383 с.

Чувашова И.С., Рассказов С.В. Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли. Иркутск: Иркут. ун-т, 2014. 291 с.

Чувашова И.С., Хассан А., Аль Хамуд А., Коваленко С.Н., Руднева Н. А., Рассказов С.В. Переход от Селенгино-Витимского прогиба к Витимскому плоскогорью: кайнозойское осадконакопление и вулканизм // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 27. С. 138–153.

Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Yi-min, Yang Chen Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8. № 3. P. 435–440.



Ma C., Meyers S. R., Sageman B.B. Theory of chaotic orbital variations confirmed by Cretaceous geological evidence // Nature. 2017. V. 542. P. 448–470.

Rasskazov S., Sun Y-M., Chuvashova I., Yasnygina T., Yang C., Xie Z., Saranina E., Gerasimov N., Vladimirova T. Trace-element and Pb isotope evidence on extracting sulfides from potassic melts beneath Longmenshan and Molabushan volcanoes, Wudalianchi, Northeast China // Minerals. 2020. V. 10. P. 319.

Turcotte D.L., Schubert G. Geodynamics. Third edition. Cambridge University Press, 2014. 423 p.

## **РЬ-РЬ ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА Cu- И Cu-Мо-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА**

*Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Садашук А.С.*

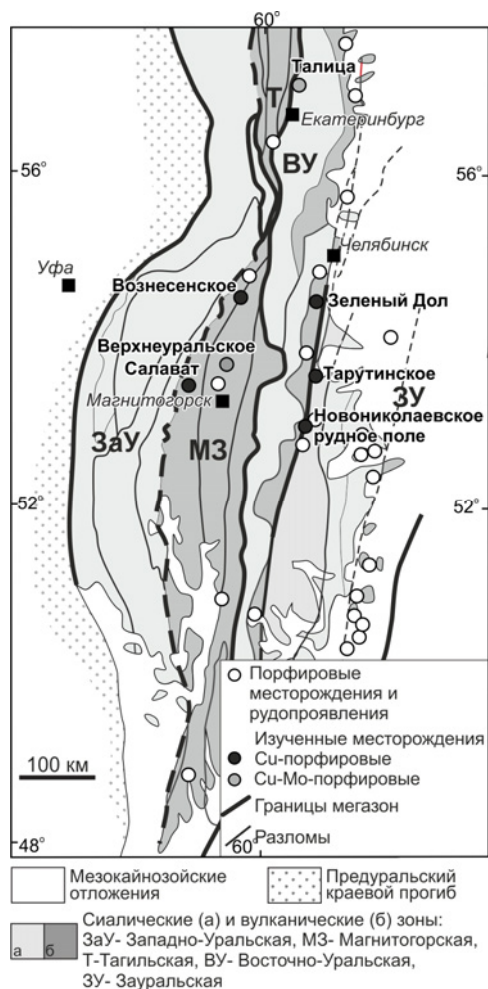
*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, vassachav@mail.ru*

В докладе обобщены результаты первых системных исследований свинцово-изотопных характеристик палеозойских порфировых месторождений Урала. На территории этого региона известно несколько десятков порфирово-эпитермальных систем. Главным образом, это Cu-, Mo- или Au-порфировые и Cu-скарново-порфировые, а также единичные Au-Ag эпитермальные месторождения. Их формирование происходило в течение относительно длительного времени (от силура до границы карбона и перми) в надсубдукционных и в коллизионных обстановках (Plotinskaya et al., 2017a). Несмотря на имеющийся комплекс разнообразных геологических, геохимических и изотопных данных вопрос источника/источников рудного вещества остается дискуссионным (Грабежев, 2009; Plotinskaya et al., 2017b и др.).

Изучение изотопного состава РЬ является одним из наиболее эффективных подходов в изотопной геологии при решении вопросов генезиса и идентификации источников вещества рудных месторождений. Такой подход был нами реализован при изучении Cu- и Cu-Mo-порфировой минерализации девяти разновозрастных месторождений, локализованных в нескольких тектонических зонах Урала (рис. 1). Среди них присутствуют три разновозрастные группы. В первую группу объединены раннедевонские Cu-порфировые месторождения Магнитогорской (Салават, Вознесенское, T = 412–395 млн лет) и Восточно-Уральской (Зеленый Дол, T ~ 420 млн лет) мегазон. Позднедевонские (T ~ 360 млн лет) месторождения выделены во вторую группу. Они представлены Cu-порфировыми месторождениями Зауральской мегазоны (Тарутино и объекты Новониколаевского рудного поля – Михеевское, Новониколаевское и Западное), а также Cu-Mo-порфировым рудопроявлением Верхнеуральское (T ~ 360 млн лет), расположенного в Магнитогорской мегазоне. Наиболее поздним является Cu-Mo-порфировое месторождение Талица (Восточно-Уральская мегазона, T ~ 300 млн лет) (Грабежев, 2009; Plotinskaya et al., 2017a и др.). Генезис раннедевонских Cu-порфировых месторождений (Салават, Вознесенское и Зеленый Дол) связан с океаническим островодужным магматизмом, тогда как позднедевонских (Cu-скарново-порфировое месторождение Тарутино и объекты Новониколаевского рудного поля) – с надсубдукционным магматизмом, обусловленным погружением океанической коры под Зауральский тельбесский аккреционный блок, примыкавший к Восточно-Уральскому микроконтиненту. Рудопроявление Верхнеуральское формировалось при аккреции островной дуги к континенту. В свою очередь, карбоновая Cu-Mo-порфировая минерализация месторождения Талица сформирована гранитоидным магматизмом, развитие которого происходило в коллизионной обстановке (Тевелев и др., 2006; Самыгин, Буртман, 2009).

Цель исследования заключалась в выявлении локальных и региональных особенностей в вариациях изотопного состава Pb для порфировой минерализации Уральского региона и идентификации источников вещества, принимавших участие в рудообразующих процессах.

Pb-Pb изотопные данные получены с помощью высокоточного метода MC-ICP-MS в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Химическая подготовка проб и масс-спектрометрические измерения проведены согласно методикам, которые описаны в (Чернышев и др., 2007; Чугаев и др., 2013). Полная погрешность анализа изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  не превышала 0.03% ( $\pm 2\text{SD}$ ). Правильность получаемых значений контролировалась систематическим измерением международного стандарта изотопного состава Pb SRM-981 и горных пород BCR-1, AGV-1 и AGV-2. Во всех пробах наряду с анализом изотопного состава Pb (за исключением галенита) с помощью ICP-MS метода были определены содержания U, Th и Pb, которые в дальнейшем использовались для коррекции изотопного состава Pb образцов на наличие в них радиогенной добавки изотопов  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}$ . Всего проанализировано 62 мономинеральные фракции сульфидов, 13 проб, представляющих фракции полевых шпатов из рудоносных гранитоидов, а также валовые пробы сланцев (3 образца) Зауральской мегазоны и габброидов (4 образца) Платиноносного пояса Урала.



**Рис. 1.** Тектоническая схема Южного и Среднего Урала и положение изученных порфировых месторождений (Plotinskaya et al., 2017a).

Полученные Pb-Pb данные показывают, что изотопный состав Pb в порфировой минерализации Урала варьирует в относительно широких пределах. Скорректированные на возраст месторождений изотопные отношения Pb изменяются в диапазонах: для  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  от 17.847 до 18.938, для  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  от 15.540 до 15.681 и для  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  от 37.630 до 39.098. Таким образом, масштаб выявленных вариаций, выраженный в величинах коэффициента вариации ( $v$ , %), весьма значителен и составляет  $v_{6/4} = 1.2\%$ ,  $v_{7/4} = 0.2\%$ ,  $v_{8/4} = 0.7\%$ . На фоне этих вариаций выявляется закономерности в изменении изотопного состава Pb. Наиболее отчетливо это видно по содержанию  $^{207}\text{Pb}$ . Минимальными значениями отношения  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  характеризуются Си-порфировые месторождения раннедевонского возраста Магнитогорской и Восточно-Уральской вулканических мегазон.

Напротив, повышенные значения для этого отношения устанавливаются в сульфидах Си-порфировых позднедевонских месторождениях Зауральской мегазоны: Тарутино и Новониколаевского рудного поля. По величине этого параметра к ним близки Си-Мо-порфировые месторождение Талица и рудопроявление Верхнеуральское.



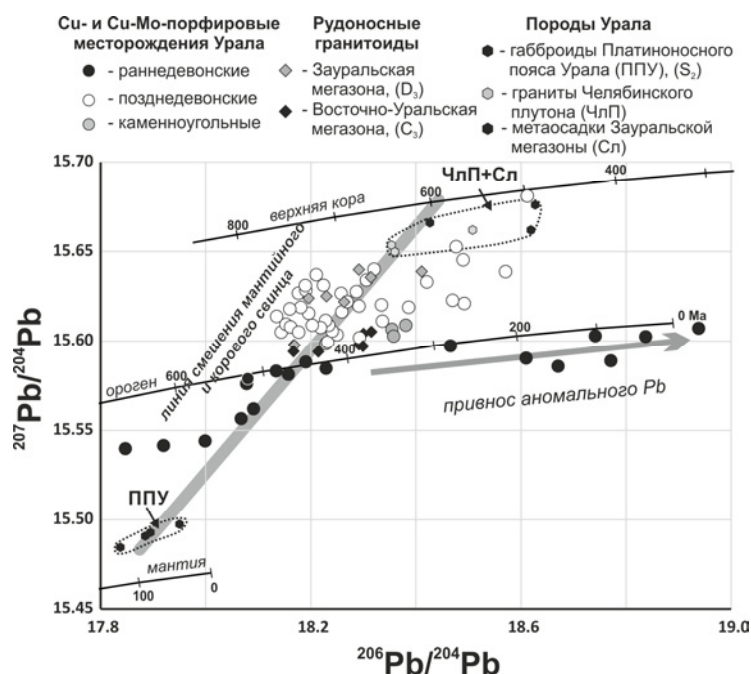


Внутри отдельных месторождений вариации изотопного состава Pb несколько меньше по сравнению с масштабом региональных вариаций. Однако они столь же значительны. Например, для месторождений Тарутино, Михеевское, Вознесенское и рудопроявления Верхнеуральское, которые были наиболее детально нами изучены, разброс величин отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (наиболее вариативного в природе) составляет 0.8%, 0.7%, 0.8% и 0.5% соответственно. При этом установлено, что минералы ранней ассоциации обладают менее радиогенным и более гомогенным изотопным составом Pb, по сравнению со свинцом минералов поздней полиметаллической (субэпитермальной) ассоциации. Например, на Су-порфировом месторождении Вознесенское для минералов ранней ассоциации средние значения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  составляют  $18.1 \pm 0.1$  и  $37.96 \pm 0.04$ , тогда как для поздней –  $18.72 \pm 0.15$  и  $38.4 \pm 0.3$ . Корреляция изотопного состава Pb с типом ассоциации свидетельствует об эволюции источников вещества в процессе формирования порфировой минерализации на этих объектах. Сопоставление Pb-Pb данных для сульфидов и рудоносных гранитоидов месторождений Тарутино, Михеевское и Талица, указывают на ведущую роль магматических расплавов как источника вещества порфировой минерализации. При этом его вклад был максимален на ранних стадиях минералообразования. На поздней стадии, по мере остывания гидротермальной системы, происходило дополнительное вовлечение вещества из вмещающих пород, на что указывают результаты изучения изотопного состава Pb в метаосадочных породах Зауральской мегазоны.

Вследствие значительной неоднородности изотопного состава Pb величины модельных параметров  $\mu_2$  ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ),  $\omega_2$  ( $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ ) и Th/U отношения, отражающих характеристики источника свинца, варьируют в широких диапазонах: от 9.53 до 9.99, от 33 до 41 и от 3.4 до 4.2 соответственно. В свою очередь, модельный Pb-Pb возраст также сильно варьирует и достигает аномальных (вплоть до –230 млн лет) значений. В целом, отмеченные особенности модельных параметров свидетельствуют о том, что при формировании палеозойской Су- и Со-Мо-порфировой минерализации принимало участие несколько источников вещества с контрастными Pb-изотопными характеристиками. Для их идентификации полученные Pb-Pb данные были вынесены на изотопную диаграмму в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , на которой приведены кривые эволюции изотопного состава свинца в различных глобальных геохимических резервуарах Земли по модели Зартман-Дое (1981). На этой же диаграмме для сопоставления показаны поля изотопного состава Pb палеозойских гранитоидов Челябинского плутона, метаосадочных пород Зауральской мегазоны, а также силурийских габброидов Платиноносного пояса Урала. Полученные для этих пород значения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  отношений рассматриваются нами как изотопные метки соответственно континентальной коры и мантии для Уральского региона в палеозойское время.

На диаграмме точки изотопного состава Pb сульфидов порфировой минерализации с большим разбросом лежат между эволюционными кривыми Pb верхнекорового и мантийного источников (рис. 2). При этом отчетливо выделяются три поля, которые практически не перекрываются между собой. Одно из них отвечает раннедевонским Су-порфировым месторождениям Салават, Вознесенское и Зеленый Дол. Оно расположено ниже кривой орогена и сильно вытянуто вдоль оси абсцисс за счет точек сульфидов поздней минеральной ассоциации месторождений Салават и Вознесенское. Выше него расположено поле Су-Мо-порфирового месторождения Талица и рудопроявления Верхнеуральское. Наконец, поле позднедевонских Су-порфировых месторождений Зауральской мегазоны тяготеет к верхнекоровой кривой. Из наблюдаемых на графике соотношений полей можно заключить, что фиксируемые отличия по изотопному составу Pb между разновозрастными Су- и Су-Мо-порфировыми месторождениями обусловлены разным вкладом в их генезис свинца мантийного и корового источников. Так, наиболее примитивные свинцово-изотопные характеристики получены для источника свинца раннедевонских месторождений

Магнитогорской ( $\mu_2 = 9.58 \pm 0.04$  и  $\omega_2 = 36.4 \pm 0.4$ ) и Восточно-Уральской ( $\mu_2 = 9.66 \pm 0.01$  и  $\omega_2 = 36.3 \pm 0.2$ ) мегазоны, формирование которых происходило в условиях океанической островной дуги. Напротив, неоднородными и систематически более высокими значениями  $\mu_2$  (вплоть до 9.99) и  $\omega_2$  (вплоть до 41.4) характеризовались источники вещества месторождений Зауральской мегазоны, в пределах которой широко распространены раннепалеозойские осадочные породы. Положение большинства точек сульфидов на диаграмме с большой долей достоверности может быть аппроксимировано линейным трендом, который рассматривается как линия смещения мантийного и корового свинца. На этом же тренде лежат и точки, характеризующие изотопный состав Pb в рудоносных гранитоидах. Кроме того, на нижнем и верхнем продолжениях тренда находятся поля соответственно габброидов Платиноносного пояса Урала и гранитоидов Челябинского плутона и метаосадочных пород Зауральской мегазоны. В то же время, этому тренду не подчинены точки сульфидов поздних минеральных ассоциаций. Они расположены правее тренда, что, по-видимому, объясняется дополнительным привнесом аномального по своему изотопному составу Pb из дополнительного источника.



**Рис. 2.** Pb-Pb диаграмма для сульфидов Cu- и Cu-Мо-порфировых Урала, полевых шпатов и валовых проб пород рудоносных интрузий и вмещающих пород. Показаны кривые эволюции изотопного состава Pb для мантии, верхней коры и орогена по модели Доу-Зартмана (сплошные линии), поле изотопного состава Pb полевых шпатов гранитов Челябинского плутона (ЧлП) (Plotinskaya et al., 2017b) и пород (плагииграниты, габброиды) Платиноносного пояса Урала (ППУ).

В рамках модели двухкомпонентного смешения была выполнена оценка вклада свинца мантийного источника в генезис Cu- и Cu-Мо-порфировой минерализации Урала. Критерием сравнения выступало отношение  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , по которому изученные месторождения наиболее контрастно отличаются между собой. Кроме того, оно является наиболее гомогенным внутри месторождений и менее «чувствительно» к привнесу «аномального» свинца, которое фиксируется для поздних минеральных ассоциаций. Для конечных компонентов смеси принимались следующие значения параметров: величины  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для корового и мантийного источника равны средним значениям этого отношения в метаосадочных породах Зауральской мегазоны и габброидах Платиноносного пояса Урала



соответственно. Содержание Pb в мантии принималось 0.38 ppm (Zartman, Doe, 1981), а для новообразованной палеозойской коры Урала – 7.01 ppm (Kramers, Tolstikhin, 1997). Выполненные оценки показывают, что для всех изученных порфировых месторождений вклад мантийного источника был определяющим и превышал 80%. При этом максимальным (почти 98%) он был для Cu-порфировых месторождений Магнитогорской мегазоны, формировавшихся в обстановке океанической островной дуги, тогда как минимальным (80%) – для Cu-скарнового месторождения Тарутино. В свою очередь, для Cu-Мо-порфировых месторождения Талица и рудопроявления Верхнеуральское соотношение мантийного и корового свинца составляло 9 : 1.

Таким образом, выполненные нами детальные свинцово-изотопные исследования показывают, что Pb-Pb характеристики порфировых месторождений коррелируют как возрастом, так и с геотектоническими обстановками, в которых происходило их формирование. Эти особенности объясняются разным вкладом мантийного и корового свинца в их генезис. При этом на всех изученных месторождениях рудный свинец преимущественно имел мантийное происхождение.

*Исследования выполнены в рамках гранта РФФИ № 19-05-00344. Авторы благодарят Осипову Т.А., Степанова С.Ю., Михайлова В.В. (ИГиГ УрО РАН) за предоставленные материалы.*

#### **Литература:**

Грабежев А. И. Sr-Nd-C-O-H-S изотопно-геохимическая характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества // Литосфера. 2009. № 6. С. 66–89.

Самыгин С. Г., Буртман В. С. Тектоника Урала: сравнение с Тянь-Шанем // Геотектоника. 2009. № 2. С. 57–77.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С., Кузнецов И.Е., Осипова Т.А., Правикова Н.В., Густова А. С. Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья. М.: Геологический факультет МГУ. 2006. 300 с.

Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. Высокоточный изотопный анализ Pb методом многоколлекторной ICP-масс-спектрометрии с нормированием по  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ : оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Pb // Геохимия. 2007. № 11. С. 1155–1168.

Чугаев А.В., Чернышев И. В., Лебедев В. А., Еремина А. В. Изотопный состав свинца и происхождение четвертичных лав вулкана Эльбрус (Большой Кавказ, Россия): данные высокоточного метода MC-ICP-MS // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 20–33.

Kramers J. D., Tolstikhin I. N. Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust // Chemical Geology. 1997. Т. 139. №. 1-4. С. 75–110.

Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. Porphyry deposits of the Urals: geological framework and metallogeny // Ore Geology Reviews. 2017a. V. 85. P. 153–173.

Plotinskaya O.Y., Chugaev A.V., Seltmann R. Lead isotope systematics of porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda-Tomino ore cluster in the South Urals, Russia. Ore Geology Reviews, 2017b. V. 85. P. 204–215.

Zartman R.E, Doe B.R. Plumbotectonics – the model. Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 135–162.



## ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ДАННЫХ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОЧВ МЕТОДАМИ МНОГОМЕРНОГО СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА (НА ПРИМЕРЕ ПОЧВ Г. УЛАН-БАТОР)

*Шабанова Е.В.<sup>1</sup>, Ц. Бямбаасурен<sup>2</sup>, Очирбат Г.<sup>2</sup>, Васильева И.Е.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия*

<sup>2</sup>*Институт физики и технологии Монгольской академии наук, Уланбаатар, Монголия*

Почва является динамической экосистемой, способной накапливать и переносить те или иные компоненты (микроэлементы). Различные антропогенные (промышленные и транспортные выбросы) и природные (почвообразующие процессы) источники оказывают влияние на состав почв и их способность к самовосстановлению. При изучении городских почв, которые имеют мелкоконтурность, широкое пространственное варьирование свойств, низкую буферную способность и утрату плодородия, важно знать не только содержание химических элементов в них, но и геохимическую структуру для отслеживания связи с подстилающими породами и выявления потенциальных загрязнителей. Современная методология установления источников загрязнения окружающей среды, выявления взаимосвязи и взаимозависимости между элементами почвенного покрова широко применяет методы многомерного статистического анализа. Однако в большинстве публикаций исследования ограничены узким кругом микроэлементов, несмотря на то, что от глинистой, илистой или песчаной фракции зависит элементный состав почвы и направленность биогеохимических процессов. В работе на примере почвенного покрова г. Улан-Батор оценён необходимый круг микроэлементов для составления представления об источниках загрязнения окружающей среды.

Улан-Батор – это большой промышленно-транспортно-селитебный ареал Монголии с населением более 1 млн. человек. Город расположен 1300–1500 м над уровнем моря на севере центральной части Монголии в межгорной котловине долины р. Туул. Климат резко континентальный со значительными годовыми и суточными колебаниями температуры воздуха. Общая площадь территории города составляет 4704.4 км<sup>2</sup> и относится к Хангайской почвенно-биоклиматической провинции, Предхэнтэйскому округу с каштановыми и темно-каштановыми почвами в элювиальных и трансэлювиальных условиях, и с аллювиальными каменисто-галечниковыми почвами в аккумулятивных ландшафтах речных долин. В долине р. Туул и на южных склонах Чингэлту под полынно-разнотравно-злаковыми сообществами формируются темно-каштановые мучнисто-карбонатные почвы с нейтральной реакцией, незначительным содержанием гумуса (2–3 %) и бескарбонатными верхними горизонтами почвенного профиля. Подстилающие породы представлены архейскими гранитами, каменноугольными метаморфическими глинистыми сланцами и неогеновыми пестроцветными глинами, часто содержащими легкорастворимые соли и гипс, пески и конгломераты. В долинах рек преобладают галечниковые песчано-суглинистые аллювиальные отложения четвертичного возраста.

Содержание рН, С орг, Si, Al, Mg, Fe, Ca, Na, P, Ti, Ag, As, B, Ba, Be, Bi, Co, Cd, Cr, Cu, F, Ga, Ge, K, Mo, Mn, Li, Ni, Pb, S, Sb, Sn, Sr, Tl, V, W и Zn в пробах определены в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Статистические особенности распределения микроэлементов в поверхностной почве г. Улан-Батор указывают на их положительно искаженные распределения, что косвенно свидетельствует о наличии точечного источника загрязнения. С помощью кластерного анализа данных установлены ассоциации макроэлементов, характеризующие основные фракции почвы: песчаная – P-(K-Na-Si), глинистая – (Mg-Ti-Fe-Al) и илистая – (S-Ca). С помощью факторного анализа выявлено, что илистая фракция обогащена макроэлементами не только природного



происхождения, но и антропогенного. Показана необходимость расширения выборки обрабатываемых данных информацией о количестве органического углерода и форм-присутствия этих элементов в почвах. Методом ординарного кригинга оценено пространственное распределение микроэлементов и выделены районы города, наиболее подверженные техногенному влиянию (места юрточной застройки, центральных транспортных магистралей, окрестности автовокзала и заводов по переработке шерсти и кожи). Выявлено одновременное присутствие некоторых элементов в разных факторах, что указывает на различную природу источников и форм поступления этих элементов. Изучение распределения 22 элементов (Ag, As, B, Ba, Bi, Co, Cd, Cr, Cu, F, Ge, Mo, Mn, Li, Ni, Pb, Sb, Sn, Sr, Tl, V и Zn) без учёта информации о содержании макроэлементов в почве позволяет охватить только 73% вариабельности изученных микроэлементов. Тогда как одновременное включение в модель макроэлементов (Si, Al, Mg, Fe, Ca, Na, K, S, P и Ti) и потенциально токсичных микроэлементов (Ag, As, B, Ba, Bi, Co, Cd, Cr, Cu, F, Ge, Mo, Mn, Li, Ni, Pb, Sb, Sn, Sr, Tl, V и Zn) позволяет охарактеризовать ~82 изменчивости в поведении этих элементов в почвенном покрове. Добавление в структуру данных рН и С орг позволяет более полную характеризацию источников поступления таких элементов как P, Ni, Al, Fe, Ca, Ba, Bi, Cr, Zn, Sr и Sb.

*Исследование выполнено в рамках научной темы "Создание эталонных образцов для геоанализа и разработка аналитических методов изучения и оценки состояния окружающей среды" и Соглашения о научном сотрудничестве между ИГХ СО РАН и ИФиТ МАН по изучению экологии сопредельных территорий России и Монголии. использовалось оборудование Центра коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.*

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ, ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ

**Шановалова М.О.<sup>1,2</sup>, Толстых Н.Д.<sup>1,2</sup>, Шелепаев Р.А.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,  
sharovalovam@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Последние десятилетия ученые проводят комплексные исследования по ультрамафит-мафитовым и кислым породам для выявления геодинамики исследуемых районов и обоснования истории развития геологических структур. В работе рассматриваются расслоенные массивы ультрамафит-мафитового состава, синплутонические с гранитоидами Хангайского батолита (Ярмолук и др., 2013). Целью исследования является сравнение петрохимического, геохимического состава и изотопно-геохронологических характеристик ультрамафит-мафитовых интрузий Хангайского нагорья и источников их формирования.

Определения возраста U-Pb методом по цирконам осуществлялось на прецизионном вторично-ионном (SIMS) микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II (ASI, Австралия) в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Определение возраста <sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar методом проводилось по монофракциям биотита и амфибола с измерением изотопного состава аргона на многоколлекторном масс-спектрометре Argus (GV-Instruments, Англия) в ИГМ СО РАН. Данные по Sm-Nd были получены методом TIMS (погрешность менее 0,001%) в Геологическом институте Кольского научного центра РАН, г. Апатиты.



Объектами исследования являются двухфазный перидотит-троктолит-габбровый массив Орцог-Ула (Шапвалова и др., 2019), перидотит-габбровый массив Дулан-Ула, габброидный массив Манхан-Ула, трехфазный габбро-монцонитовый массив Ямат-Ула (Шелепаев и др., 2016), и троктолит-анортозит-габбровый массив Номгон (Изох и др., 1990). Исследуемые массивы Хангайского нагорья находятся в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), на территории Западной Монголии. В позднем палеозое и раннем мезозое в пределах ЦАСП возникла группа гигантских батолитов, среди которых Хангайский батолит в Центральной Монголии (269-241 млн лет по (Ярмолюк и др., 2013)).

На геологических картах Хангайского нагорья на основе ранних исследований (Изох и др., 1990) все ультрамафит-мафитовые интрузии отмечены раннепалеозойским возрастом. Наши U-Pb и Ar-Ar датировки этих интрузий отвечают пермскому периоду (табл. 1). Массив Орцог-Ула имеет возраст  $278.7 \pm 2.5$  млн лет (1 фаза,  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$ ) и  $272 \pm 2$  млн лет (2 фаза, U-Pb, SHRIMP-II), массив Ямат-Ула –  $255.8 \pm 2.9$  млн лет (1 фаза, U-Pb) и  $262.6 \pm 3.1$  млн лет (2 фаза, U-Pb), массив Номгон –  $255 \pm 3$  млн лет (U-Pb, SHRIMP-II),  $251.8 \pm 6.3$  млн лет ( $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$ ). Датировки массива Номгон подтверждают ранее полученный Sm-Nd изохронный возраст  $256 \pm 21$  млн лет (Изох и др., 1998). Разброс полученных датировок по всем массивам составляет около 30 млн лет (~ 278–251 млн лет), что считается довольно протяженным интервалом времени, в течении которого могли измениться геодинамические обстановки генерации расплавов.

В ходе развития магматической системы каждого массива и фракционирования пород происходило накопление некогерентных элементов:  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , особенно щелочей  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ . Например, для пород первой фазы массива Орцог-Ула содержания щелочей составляет 1 мас. %, при содержании MgO около 5 мас. %, а для второй фазы  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  увеличивается до 2 мас. %, при MgO около 16 мас. %. Для массива Ямат-Ула характерна аналогичная картина, но с более высокими концентрациями щелочей (2,9 мас. %) в поздней фазе. Такие характеристики свидетельствуют об отсутствии общих трендов фракционирования пород из единого расплава и о гетерогенности выявленных фаз внедрения.

**Таблица 1.** Возраст габброидов массивов Хангайского нагорья.

№	Образец	Массив	Фаза	Метод	Возраст	Ссылки
1	Ш20-15	Орцог-Ула	1	Ar-Ar, Hbl	$278 \pm 2.5$ Ma	наши данные
2	B13057	Орцог-Ула	2	U-Pb, циркон	$272 \pm 2$ Ma	наши данные
3	B13057	Орцог-Ула	2	Ar-Ar, биотит	$257 \pm 6.5$ Ma	наши данные
4	Ш220-14/2	Ямат-Ула	1	U-Pb, циркон	$255.8 \pm 2.9$ Ma	наши данные
5	Ш105-14	Ямат-Ула	2	U-Pb, циркон	$262.6 \pm 3.1$ Ma	наши данные
6	И4640	Номгон		Sm-Nd	$256 \pm 21$ Ma	(Изох и др., 1998)
7	B13088	Номгон		U-Pb, циркон	$255 \pm 3$ Ma	наши данные
8	B13088	Номгон		Ar-Ar, биотит	$251.8 \pm 6.3$ Ma	наши данные

Породы ранних фаз массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула, а также породы остальных массивов, характеризуются деплетированностью HFSE и обогащенностью LILE, обладают типоморфными признаками, характерными для базитовых магм надсубдукционного происхождения. Породы поздних фаз массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула заметно обогащены LREE, Ti и Nb, в результате чего для них можно предположить источник, связанный с действием мантийного плюма (Hofmann, 1997).

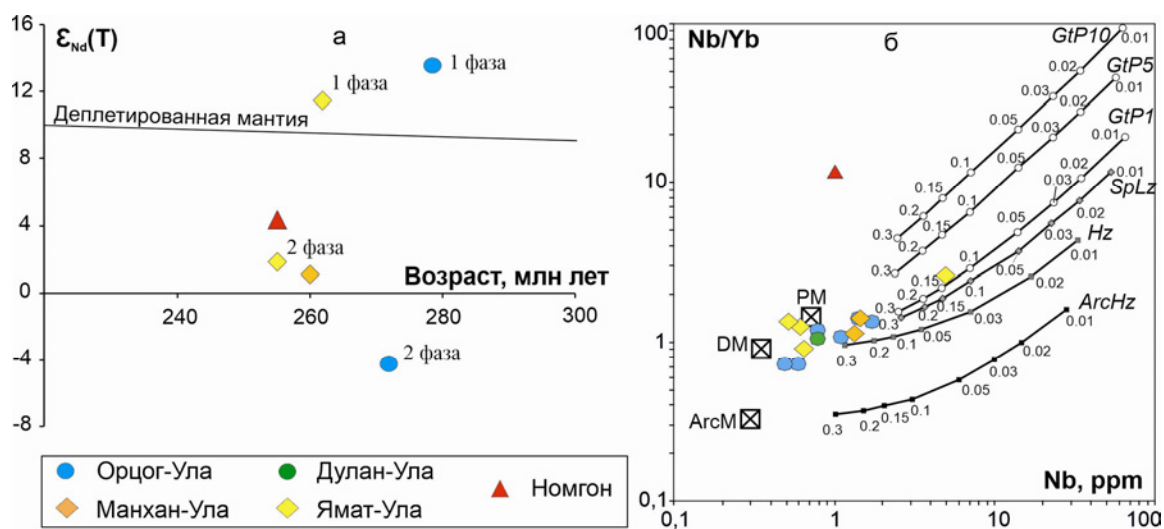
Анализ изотопно-геохимических Sm-Nd данных (табл. 2, рис. 1 а) по этим же массивам показал, что расслоенные габброиды и перидотиты, относящиеся к первой фазе, имеют

высокие положительные значения эpsilon Nd (260 Ma) для массивов Орцог-Ула (+13.5) и Ямат-Ула (+11.4). Тогда как биотит-содержащие габброиды вторых фаз имеют значения, близкие к нулевым (-3,6 и +1,8, соответственно). Для массивов Манхан-Ула и Номгон характерны положительные значения (рис. 1а). Данные по изотопии подтверждают невозможность последовательной кристаллизации пород обеих фаз путем их фракционирования из единого расплава, т.к. по данным (Vrevsky et al., 1996; Polat et al., 1999) породы с такими отличиями в значениях  $\epsilon_{Nd}$  образуются из различных (возможно, разноглубинных) мантийных источников.

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для ультрамафит-мафитовых пород Хангайского нагорья

№	Образец	Массив	Фаза	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Err	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(260)$	Ссылки
1	Ч30-14/2	Орцог-Ула	1	0.136	0.513	15	11.44	13.45	н.д.
2	В13057	Орцог-Ула	2	0.152	0.512	14	-5.83	-4.33	н.д.
3	Ш142-17	Манхан-Ула		0.205	0.513	-	-	1.10	н.д.
4	Ш220-14/10	Ямат-Ула	1	0.085	0.513	19	7.73	11.44	н.д.
5	Ш222-14	Ямат-Ула	2	0.118	0.513	15	-0.84	1.79	н.д.
6	И4640	Номгон		0.169	0.513	16	-	4.3	(1)

Примечание: ссылка (1) на статью (Изох и др., 1998), н.д. – наши данные.



**Рис. 1.** а – сравнение Nd-изотопных характеристик базитовых пород Хангайского нагорья. б – составы базитовых пород Хангайского нагорья в сопоставлении с результатами численного моделирования частичного плавления мантийных источников в системе Nb – Nb/Yb (Yang et al., 2014). Кривые показывают вычисленные соотношения при плавлении гранатового перидотита с содержанием граната 1 %, 5 %, 10 % (GtP1, GtP5, GtP10), шпинелевого лерцолита (SpLz), умеренно деплетированного гарцбургита (Hz) и сильно деплетированного островодужного гарцбургита (ArcHz). Цифрами обозначена степень плавления (Safonova et al., 2018).

Для оценки условий выплавления магм и обоснования возможных мантийных геохимических резервуаров было использовано сопоставление составов пород с результатами геохимического моделирования плавления различных мантийных субстратов



по соотношению индикаторных элементов в системе Nb-Yb (Yang et al., 2014; Safonova et al., 2018). На диаграмме (рис. 1 б) можно выделить две группы пород, точки которых лежат на продолжении двух линий плавления. Для пород ранних фаз массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула Nb-Nb/Yb соотношения указывают на происхождение магм за счет плавления умеренно деплетированного гарцбургита при значительных (~ 30 %) степенях плавления. Тогда как эти соотношения в остальных породах указывают на происхождение магм за счет плавления смеси гранатового перидотита и шпинелевого лерцолита при степени плавления >30%. Повышенная магнезиальность пород поздних фаз массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула (MgO 13-20 мас. %) в общем случае свидетельствует о повышенных степенях плавления субстратов.

Таким образом, пермские ультрамафит-мафитовые массивы Хангайского нагорья характеризуются гетерогенными источниками образования: деплетированным и обогащенным. Различный состав источников прослеживается и в пределах многофазных массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула. Основные породы Хангайского нагорья, предположительно, образовывались как при плавлении умеренно деплетированного гарцбургита, так и из относительно обогащенного резервуара (выплавки смеси шпинелевого лерцолита и гранатового перидотита).

*Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН, Министерство науки и высшего образования Российской Федерации, и при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90033.*

#### **Литература:**

- Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1565–1577.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск: Наука. 1990. 269 с.
- Шаповалова М.О., Толстых Н.Д., Шелепаев Р.А., Цибизов Л.В. Петрология и геохронология перидотит-троктолит-габбрового массива Орцог-Ула (Западная Монголия) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 8. С. 1069–1090.
- Шелепаев Р.А., Поляков Г.В., Изох А.Э., Вишневский А.В., Егорова В.В., Шелепов Я.Ю. Пермские внутриплитные ультрамафит-мафитовые ассоциации Азии. Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения. Материалы Третьей международной научной конференции. Новосибирск: Институт геологии и минералогии СО РАН. 2016. 226 с.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Лебедев В.И., Ээнджин Г. Возраст Хангайского батолита и проблемы полихронности батолитообразования в Центральной Азии // ДАН. 2013. Т. 452. № 6. С. 646–652.
- Hofmann A.W. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. V. 385. Pp. 219-229.
- Polat A., Kerrich R., Wyman D.A. Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late Archaean Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: Trace element and Nd isotope evidence for a heterogeneous mantle // Precambrian Research. 1999. V. 94. Pp. 139–173.
- Safonova I., Komiya T., Romer R., Simonov V., Seltmann R., Rudnev S., Yamamoto Sh., Sun M. Supra-subduction igneous formations of the Char ophiolite belt, East Kazakhstan // Gondwana Research. 2018. V. 59. Pp. 159–179.
- Vrevsky A.B., Krinsky R.S., Svetov S.A. Isotopic (Nd, O) and geochemical (REE) heterogeneity of the Archaean mantle, Baltic shield. Precambrian crust evolution in the North Atlantic Region (ed. T.S. Brewer), Geological. London: Society Special Publication. 1996. № 112. Pp. 34–48.
- Yang G., Li Y., Safonova I., Yi S., Tong L., Seltmann R. Early Carboniferous volcanic rocks of West Junggar in the western Central Asian Orogenic Belt: implications for a supra-subduction system // International Geology Review. 2014. V. 56. Pp. 823–844.





## ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ТИКШЕОЗЕРСКОГО УЛЬТРАМАФИТ-ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

*Шарков Е.В.<sup>1</sup>, Щипцов В.В.<sup>2</sup>, Богина М.М.<sup>1</sup>, Чистяков А.В.<sup>1</sup>, Беляцкий Б.В.<sup>3</sup>,  
Фролов П.В.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
Москва, Россия*

<sup>2</sup>*Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия*

<sup>3</sup>*Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, Центр изотопных  
исследований, Санкт-Петербург, Россия*

Ультрамафит-щелочно-карбонатитовые интрузивные комплексы являются устойчивой ассоциацией в крупных изверженных провинциях (КИП) (Kogarko, Zartman, 2007; Ernst, 2014 и др.). Однако, несмотря на почти столетнюю историю изучения этих комплексов, их происхождение остается дискуссионным; особенно это относится к карбонатитовым магмам, образующими последние фазы этих комплексов. Согласно изотопным данным, карбонатиты произошли из тех же мантийных источников, что и ассоциирующие щелочные породы. Однако геохимические данные и экспериментальные свидетельства указывают на то, что карбонатиты не могут быть дериватами щелочных магм и имеют независимое происхождение.

Мы обсудим проблему формирования подобных образований на примере Тикшеозерского ультрамафит-щелочно-карбонатитового комплекса в Северной Карелии (Балтийский щит) с возрастом ~2 млрд лет, который входит в состав среднепалеопротерозойской КИП. Этот комплекс представляет собой небольшой (24 км<sup>2</sup>) сильно тектонизированный многофазный интрузив, прорывающий гранито-гнейсы архея (Щипцов и др., 2007; Шарков и др., 2019 и др.). В отличие от большинства ультрамафит-щелочно-карбонатитовых интрузивов, имеющих штокообразную или концентрически-зональную форму, этот комплекс скорее напоминает небольшой лополит с элементами первичной магматической расслоенности, интродуцированный телом карбонатитов.

По мнению большинства исследователей, этот комплекс образовался в три главных интрузивных фазы: 1) породы нормальной щелочности (дуниты, верлиты и клинопироксениты с подчиненным количеством габбро), где преобладают клинопироксениты; 2) щелочные ультрабазиты (щелочные клинопироксениты (якупирангиты) с подчиненным количеством верлитов и оливинитов), и фойдолиты (ийолиты, мельтейгиты и уртиты), а также щелочные габброиды, нефелиновые сиениты и сиениты); преобладают якупирангиты; и 3) карбонатиты, прорывающие породы первых двух фаз с образованием приконтактовых метасоматических карбонатно-силикатных пород типа фенитов.

Для пород комплекса, особенно второй фазы, характерны неравномернoзернистые текстуры, свидетельствующие о неравномерном распределении флюидных компонентов в кристаллизующемся расплаве. Кроме того, для пород этой фазы характерны многочисленные интрузивные отношения между отдельными разновидностями, указывающие на беспокойные условия становления комплекса на этом этапе.

Изотопные исследования показали, что все породы комплекса произошли из расплавов, связанных с одним и тем же мантийным источником (см. доклад М.М. Богиной и др. на этом совещании). Однако геохимические данные, как и в большинстве подобных случаев, свидетельствуют о том, что все три фазы образовались за счет самостоятельных расплавов, которые не являются продуктами дифференциации единой исходной магмы.



*Обсуждение.* Как это могло произойти? Для этого необходимо рассмотреть строение и функционирование магматических систем крупных изверженных провинций. Согласно современной парадигме, формирование КИП объясняется подъемом термохимических мантийных плюмов, которые генерируются на границе ядра и мантии в результате просачивания флюидов из жидкого внешнего ядра в вышележащую мантию (Martyama, 1994; Добрецов и др., 2001; French, Romanowicz, 2015, и др.). Иными словами, мантийные плюмы состоят из двух типов материала, а именно мантийных силикатов и этих «ядерных» флюидов, которые в разных пропорциях вовлекаются в процессы плавления головных частей этих плюмов (Sharkov et al., 2017).

Изучение связанных с плюмами магматических систем в КИПах показало, что одни и те же головные части плюмов могут продуцировать разные родоначальные расплавы в зависимости от типа плавления: адиабатического или инконгруэнтного, под воздействием флюидов (флюидо-зависимого) (Ma et al., 2015; Sharkov et al., 2017 и др.). Однако, цельная картина функционирования магматических систем, связанных с плавлением головных частей мантийных плюмов пока отсутствует, и поэтому мы коротко остановимся на этой проблеме.

Как известно, адиабатическое плавление головных частей таких плюмов связано с их собственным теплом, а не с внешним разогревом. В общих чертах это выглядит следующим образом. Материал плюмов в процессе подъема через относительно холодную мантию, из-за низкой эффективности кондуктивной теплопроводности, в значительной мере сохраняет свою высокую температуру. Поэтому, когда головные части таких плюмов достигают уровня своей плавучести на умеренных глубинах в литосфере, температура плюмового материала из-за декомпрессии оказывается выше температуры его солидуса, что, соответственно, приводит к массовому адиабатическому плавлению материала плюма. Именно тогда образуются самые высокотемпературные магмы, слагающие обычно главный объем КИП.

По мере охлаждения головы плюма его температура постепенно снижается, и, если ситуация не изменится, это должно привести к прекращению плавления. Возобновление плавления может быть связано с подтоком флюидных компонентов из внутренних частей плюма, снижающих температуру солидуса материала и обеспечивающих плавление вещества при более низкой температуре. О том, что именно происходило в области плавления, можно судить по появлению новых интрузивных фаз в промежуточных очагах магматических систем (интрузивах), которые обычно образованы за счет все более низкотемпературных расплавов.

Из этого следует, что в промежуточных очагах магматических систем (интрузивных камерах) должно происходить совмещение результатов этих двух независимых процессов: (1) эволюции выплавов в зоне генерации магм в форме поступления в очаги порций все более низкотемпературных расплавов, и (2) кристаллизационной дифференциации расплавов уже в самих камерах. С таких позиций говорить о каком-то конкретном исходном расплаве интрузивного комплекса вряд ли имеет смысл.

При исчерпании возможностей к снижению температуры солидуса плавящегося субстрата, адиабатическое плавление головы плюма должно прекратиться, но на смену ему может прийти флюидо-зависимое декомпрессионное плавление его вещества, обеспечиваемое метасоматической переработкой поступающими снизу флюидами материала остывающей головы мантийного плюма. Следы такого плавления нередко сохраняются в качестве «расплавных карманов» (melt-pockets) в ксенолитах шпинелевых лерцолитов в базальтах и базанитах (например, Ma et al., 2015 и др.).

Таким образом, последовательное адиабатическое и флюидо-зависимое плавление голов мантийных плюмов может генерировать различные типы магм из одного и того же источника – мантийного плюма.



Специальное изучение «расплавных карманов» показало, что мантийные плюмы содержат два главных типа флюидов, участвующих в инконгруэнтном плавлении: (1) легкоподвижный карбонатитовый, обогащенный LREE, Na, Th, U, и деплетированный Si, Ti, Zr и Hf; и (2) силикатно-водный расплав/флюид, обогащенный Ti, Fe, Ba, P, K, Zr, Nb, и др. (Ma et al., 2015; Ionov et al., 1996, и др.).

Мы полагаем, что состав поздних флюидо-зависимых магм в значительной мере зависит от соотношения этих флюидов в конкретной голове плюма: доминирование силикатно-водного флюида должно было приводить к появлению трахитовых (сиенитовых) расплавов, тогда как карбонатитового – карбонатитовых магм.

«Расплавные пакеты» с карбонатитовым стеклом описаны в ксенолитах шпинелевых лерцолитов из базанитов о. Шпицберген (Ionov et al., 1996). Согласно данным этих исследователей, формирование таких «карманов» происходило при  $T=900-990$  °C и P, близком к 0.9–1.0 GPa. Значительно шире распространены «расплавные пакеты» с трахитовым стеклом, формировавшиеся под воздействием водосодержащих расплавов/флюидов с кремнеземом. Следы существования таких расплавов часто сохраняются в ксенолитах шпинелевых лерцолитов как жилы так называемой «черной серии», образованной Al-Ti-авгитом, керсутитом, флогопитом, санидином и др. Эти «пакеты» формировались на глубинах 21–27 км (0.7–0.9 GPa) при 826–980°C (Ma et al., 2015), практически таких же, как карбонатитовых.

Оба эти типа «расплавных карманов» представляют собой специфическую разновидность плюмовых расплавов, завершавших свое развитие магматических систем, в КИПах, которые формировали ультрамафит-щелочно-карбонатитовые и сиенит-габбровые интрузивные комплексы.

*Происхождение Тикшеозерского комплекса.* Как было показано выше, Тикшеозерский комплекс был сформирован при последовательном внедрении трех главных интрузивных фаз. При этом исходные расплавы двух первых (силикатных) фаз (нормальной щелочности и щелочные) происходили из близких по составу мантийных (плюмовых) субстратов, но были разделены физико-химическим термальным барьером, обеспечивавшим их различное развитие, что хорошо согласуется с экспериментами Йодера и Тилли (1965). Такая ситуация невозможна в случае кристаллизации единого исходного расплава в интрузивной камере и предполагает существование специфических процессов в зоне генерации магм, т.е. в голове мантийного плюма. Как было показано ранее, там, в отличие от процессов кристаллизационной дифференциации, этот барьер легко преодолевается за счет поступления в зону плавления флюидов, обогащенных щелочами, особенно Na (Sharkov et al., 2017). В рассматриваемом случае существование подобного флюида не вызывает сомнения – им вполне мог быть карбонатитовый флюид, обеспечивавший появление карбонатитовых магм (см. выше).

Из этого следует, что процесс адиабатического плавления головы плюма, скорее всего, имел ступенчатый характер и, по-видимому, контролировался постепенным охлаждением вещества головы плюма. Судя по составу поступавших порций магм, на начальном этапе выплавлялись наиболее высокотемпературные расплавы типа пикритов нормальной щелочности, обеспечивавшие формирование пород первой фазы комплекса. По-видимому, по мере охлаждения плавящегося субстрата, возможности выплавления таких расплавов были исчерпаны, и магнообразование временно прекратилось.

В отличие от первой фазы, образования второй фазы Тикшеозерского комплекса представлены, в основном, разнообразными щелочными породами с преобладанием ультраосновных разновидностей (якупирангитов и фюидолитов). По-видимому, во время перерыва в плавлении в голове плюма накапливались флюидные компоненты, преимущественно щелочи, поступавшие из внутренних частей плюма. Они понизили



температуру солидуса субстрата и тем самым способствовали возобновлению его плавления. Многочисленные интрузивные контакты, нарушения порядка кристаллизации, неустойчивые текстуры пород и т.д., скорее всего, были связаны с неравномерным пропитыванием флюидами плавящегося субстрата, приводившим к его неравномерному плавлению, с повышенной мобильностью флюидонасыщенных расплавов, а также к локальным отклонениям от общего тренда кристаллизации. В то же время расчеты показали, что часть щелочных пород (сиениты, нефелиовые сиениты и т.д.) образовалась за счет кристаллизационной дифференциации исходных щелочных пикритов уже в интрузивной камере.

При дальнейшем охлаждении головы плюма, возможности адиабатического плавления были исчерпаны, и, после некоторого перерыва, необходимого для накопления флюидов, наступила заключительная, флюидо-зависимая стадия инконгруэнтного плавления, рассмотренная выше.

Таким образом, изучение Тикшеозерского ультрамафит-щелочно-карбонатитового комплекса впервые показало важную роль порционного плавления головных частей термохимических мантийных плюмов в эволюции связанных с ними магматических систем.

*Работа выполнена в рамках Базовой темы ИГЕМ РАН.*

#### **Литература:**

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал ГЕО, 2001, 408 с. Maruyama S. Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan, 1994, v. 100, p. 24–49.

French, S.W., Romanowicz, B. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots // Nature. 2015. V. 525. P. 95–99.

Йодер Г.С., Тилли Э.К. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.

Шарков Е.В., Чистяков А.В., Богина М.М. и др. Ультрамафит-щелочно-карбонатитовые комплексы как результат двухстадийного плавления мантийного плюма (на примере среднепалеопротерозойского Тикшеозерского интрузива, Северная Карелия, Россия) // Докл. АН. 2019. Т. 486. № 4. С. 56–61.

Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2014. 653 p.

Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Genshaft Y.S., Kopylova M.G. Carbonate-bearing mantle peridotite xenoliths from Spitsbergen: phase relationships, mineral compositions and trace-element residence // Contrib. Miner. Petrol. 1996. V. 125(4). P. 375–392.

Kogarko L.N., Zartman R.E. A Pb isotope investigation of the Guli massif, Maimecha-Kotuy alkaline-ultramafic complex, Siberian flood basalt province, Polar Siberia // Mineral. Petrol. 2007. V. 89. P. 113–132.

Ma G.S.-K., Wang K.-L., Malpas J. et al. Melt-pockets and spongy clinopyroxenes in mantle xenoliths / Eds A. Khan, F. Deschamps // The Earth's Heterogeneous Mantle. Heidelberg: Springer International Publishing, 2015. P. 205–257.

Sharkov E., Bogina M., Chistyakov A. Magmatic systems of large continental igneous provinces // Geoscience Frontiers. 2017. V. 8(4). P. 621–640.



## РЕЛИКТЫ ГЛУБИННОГО ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТНОГО РАСПЛАВА В МАНТИЙНОМ КСЕНОЛИТЕ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ КОМСОМОЛЬСКАЯ-МАГНИТНАЯ (ВЕРХНЕ-МУНСКОЕ ПОЛЕ, ЯКУТИЯ)

*Шарыгин И.С.<sup>1</sup>, Головин А.В.<sup>1,2</sup>, Дымищев А.М.<sup>1</sup>, Калугина А.Д.<sup>2</sup>, Соловьев К.А.<sup>2</sup>,  
Мальковец В.Г.<sup>2,3</sup>, Похиленко Н.П.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, [isharygin@crust.irk.ru](mailto:isharygin@crust.irk.ru)

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

<sup>3</sup>Научно-исследовательское геологическое предприятие, Акционерная компания «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Россия

В недавних работах (Golovin et al., 2018, 2020) было показано, что оливин в ксенолитах деформированных перидотитов, наиболее глубоких породах литосферной мантии Сибирского кратона (180–230 км), из кимберлитов трубки Удачная (Далдынское поле) содержит вторичные включения щелочно-карбонатного расплава, который генерировался на глубинах более 230 км.

Мы произвели поиск расплавных включений в частично серпентинизированных ксенолитах деформированных перидотитов из кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная (Верхне-Мунское поле), которая располагается в 150 км на северо-востоке от трубки Удачная. Серпентин в ксенолитах развит вдоль границ зерен породообразующих минералов и по трещинам в них, в большей степени в оливине. Несмотря на это, были обнаружены участки зерен оливина с редкими расплавными включениями, подобные тем, что описаны в деформированных перидотитах из трубки Удачная (Golovin et al., 2018, 2020).

Фазовый состав расплавных включений в оливине в одном ксенолите деформированного перидотита трубки Комсомольская-Магнитная был изучен с помощью метода конфокальной спектроскопии комбинационного рассеяния света (КР). Достоинство этого метода заключается в том, что он позволяет с пространственным разрешением 1–2 мкм анализировать включения без их вывода на поверхность, а также дает возможность изучать несколько включений в одном зерне, когда они находятся на разной глубине в минерал-хозяине.

Исследованный ксенолит деформированного перидотита вынесен с глубины ~200 км и представляет собой гранатовый лерцолит с порфирикластической структурой. Расплавные включения в оливинах располагаются в виде полей и цепочек, ориентированных в различных направлениях по залеченным трещинам. Форма включений различная: от неправильной до полуограненной. Включения в одной группе часто соединены друг с другом тонкими каналами. Размер включений достигает 100 мкм по длинной оси. Индивидуальные включения в пределах поля характеризуются присутствием разного количества дочерних фаз (визуально выделяется до 20 обособленных фаз в одном включении), а также различными их соотношениями. Приведенные выше характеристики изученных включений в ксенолите из трубки Комсомольская-Магнитная идентичны расплавным включениям в деформированных перидотитах трубки Удачная (Golovin et al., 2018, 2020). Наблюдаемые особенности включений в оливине ксенолитов деформированных перидотитов позволяют сделать вывод, что они являются вторичными. Образование таких включений является результатом залечивания трещин и расшнуровывания изначально гомогенного расплава, который проникал вдоль трещин в минерал-хозяин (Леммлейн, 1973; Реддер, 1987).

Методом КР-спектроскопии в расплавных включениях в ксенолите из трубки Комсомольская-Магнитная были установлены монтichelлит, флогопит, тетраферрифлогопит  $\text{KMg}_3(\text{Fe}^{3+})\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$ , апатит, афтиталит  $\text{K}_3\text{Na}(\text{SO}_4)_2$ , беркеит  $\text{Na}_6\text{CO}_3(\text{SO}_4)_2$  и карбонаты: кальцит, ньерерит  $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ , шортит  $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$  и эйтелит



$\text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$ . Для этих дочерних минералов из включений был получен ряд КР-линий в различных диапазонах, что позволило провести однозначную их идентификацию. Также были получены КР-спектры отдельных дочерних фаз, в которых присутствуют сильные пики на 1002 и 1013  $\text{cm}^{-1}$ . Это отвечает наиболее интенсивным линиям бассанита  $\text{Ca}(\text{SO}_4) \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$  и целестина  $\text{SrSO}_4$ , соответственно. Кроме того, один из дочерних минералов характеризуется присутствием сильных пиков на 1006 и 1066  $\text{cm}^{-1}$  и слабых пиков на 465, 637 и 707  $\text{cm}^{-1}$ , свидетельствующих о том, что это, вероятно, сульфато-карбонат. Минерал с таким же спектром был описан и в расплавных включениях в деформированных перидотитах из трубки Удачная (Golovin et al., 2018).

В скрещенных николях многие фазы в расплавных включениях в изученном ксенолите из трубки Комсомольская-Магнитная имеют яркие интерференционные окраски, что также характерно для расплавных включений в деформированных перидотитах трубки Удачная (Golovin et al., 2018). Для трубки Удачная установлено, что эти фазы представлены разнообразными карбонатами, имеющими высокие коэффициенты двупреломления (Golovin et al., 2018). Результаты КР-спектроскопии подтвердили, что наблюдаемые в скрещенных николях наиболее яркие фазы в расплавных включениях в изученном ксенолите также являются карбонатами.

Расплавные включения в деформированных перидотитах трубки Удачная состоят из пузырька, тонкораскристаллизованного агрегата (смесь щелочных карбонатов, сульфатов и хлоридов) и дочерних кристаллических фаз (Golovin et al., 2018, 2020). Пузырек усадки имеет неправильную форму вследствие расположения среди кристаллов; каких-либо пиков, кроме оливиновых, в КР-спектре пузырька не обнаружено. В изученных в настоящей работе включениях также присутствует пузырек. КР-спектры изученных включений часто содержат пики нескольких карбонатов, что может свидетельствовать о присутствии тонкораскристаллизованного агрегата. В расплавных включениях из деформированных перидотитов трубки Удачная было установлено порядка 30 минералов (Golovin et al., 2018, 2020). По крайней мере, десять из них также были найдены и во включениях из оливина в ксенолите трубки Комсомольская-Магнитная. Часть дочерних минералов из включений в оливинах ксенолитов из трубки Удачная представлена хлоридами, которые не дают КР-спектров, а часть рудными минералами (сульфидами и оксидами), которые часто плохо идентифицируются по КР-спектрам, особенно если включения не вскрыты. В расплавных включениях в деформированных перидотитах трубки Удачная также присутствует оливин, однако его сложно отличить от оливина-хозяина методом КР-спектроскопии. В КР-спектрах некоторых дочерних минералов в расплавных включениях в изученном ксенолите присутствуют только пики оливина. Данные дочерние минералы, таким образом, могут являться хлоридами или дочерним оливином.

Итак, подобные морфологические характеристики и, в целом, схожий минеральный состав расплавных включений в изученном ксенолите и деформированных перидотитах трубки Удачная свидетельствуют о близком химическом составе расплавов, проникавших в зерна оливина, и, вероятно, одинаковом процессе образования включений. Среди дочерних минералов в расплавных включениях в деформированных перидотитах из трубки Удачная преобладают карбонатные минералы (более 60 об. %), включая щелочные карбонаты, в то время как на долю силикатных минералов приходится менее 15 об. % (Golovin et al., 2018, 2020). В исследованных включениях также распространены щелочные карбонаты. Это свидетельствует о щелочно-карбонатном составе расплава.

В работах (Golovin et al., 2018, 2020) установлено, что образование включений в деформированных перидотитах трубки Удачная происходило после процесса деформации пород. Считается, что структуры деформированных перидотитов возникли в результате рекристаллизации исходно зернистых перидотитов в основании литосферы и этот процесс



происходил незадолго (несколько лет) до захвата нодулей кимберлитовой магмой (Golovin et al., 2018). На основании этих фактов, в работах (Golovin et al., 2018, 2020) были предложены две возможные модели для образования расплавных включений в ксенолитах деформированных перидотитов: 1) взаимодействие кимберлитовой расплава с ксенолитами при их транспортировке к поверхности; 2) просачивание расплава через перидотиты и образование трещин в оливине *in situ* на глубинах залегания пород. Второй вариант подразумевает, что расплавные включения представляют собой микропорции примитивного кимберлитовой расплава, который отделялся от источника непосредственно перед извержением магмы, и просачивался в вышележащую литосферную мантию по межзерновому пространству. Эти модели не являются взаимоисключающими, и образование разных групп расплавных включений в оливинах ксенолитов могло происходить как до, так и во время подъема кимберлитовой магмы.

Если имел место второй сценарий, то находки реликтов щелочно-карбонатного расплава в виде включений в деформированных перидотитах, вынесенных с различных глубин, из кимберлитовых трубок Удачная и Комсомольская-Магнитная свидетельствует о масштабной метасоматической проработке литосферной мантии Сибирского кратона такими расплавами, предшествовавшей палеозойскому кимберлитовому магматизму.

Независимо от того, какая из предложенных моделей является верной, результаты изучения расплавных включений в деформированных перидотитах имеют важное значение для петрогенезиса кимберлитов, поскольку свидетельствуют о щелочно-карбонатном составе первичного кимберлитовой расплава. Карбонатный состав первичного кимберлитовой расплава согласуется с экспериментальными данными и, в целом, принимается многими научными группами (Russell et al., 2012; Stone, Luth, 2016; Sharygin et al., 2017; Shatskiy et al., 2017). Однако остается открытой дискуссия, является ли этот расплав щелочным. В трубке Удачная обнаружены уникальные неизменённые кимберлиты, которые обогащены щелочами (до 8 мас. %), причем натрия преобладает над калием. В основной массе этих кимберлитов присутствуют натро-кальциевые карбонаты. Это дает основание предполагать, что кимберлитовые расплавы были обогащены щелочами и  $\text{CO}_2$  (Kamenetsky et al., 2012, 2014). Более того, все расплавные включения в разнообразных порообразующих минералах кимберлитов восточного тела трубки Удачная по составу также являются щелочно-карбонатными (Головин и др., 2003, 2007; Kamenetsky et al., 2004, 2014; Abersteiner et al., 2018). Высокобарические арагонит-содержащие щелочно-карбонатные расплавные включения в деформированных перидотитах из трубки Удачная подтверждают это предположение (Golovin et al., 2018, 2020).

Однако существует альтернативная точка зрения, согласно которой высокие концентрации щелочей в неизменённых кимберлитах являются результатом контаминации кимберлитовой расплава соленосными отложениями, которые в карьере до глубин 640 м выявлены не были, однако гипотетически предполагаются в районе трубки Удачная (Корулова et al., 2016). Трубка Комсомольская-Магнитная располагается за пределами распространения соленосных отложений Сибирской платформы. Таким образом, находки расплавных включений, содержащих такие карбонатные минералы, как ньеререйт, шортит, эйтелит и беркейт, в ксенолите деформированного перидотита из трубки Комсомольская-Магнитная свидетельствуют в пользу мантийной природы высоких концентраций щелочей, в частности натрия, в кимберлитовых расплавах, по крайней мере, характерных для палеозойского цикла кимберлитового магматизма на Сибирском кратоне.

*Источник финансирования. Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках научного проекта № 20-35-70058, а также поддержке базовых проектов ИЗК СО РАН и ИГМ СО РАН.*



### Литература:

Головин А.В., Шарыгин В.В., Похиленко Н.П., Мальковец В.Г., Колесов Б.А., Соболев Н.В. Вторичные включения расплава в оливине неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная // Доклады Академии Наук. 2003. Т. 388. № 3. С. 369–372.

Головин А.В., Шарыгин В.В., Похиленко Н.П. Расплавные включения во вкрапленниках оливина из неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): некоторые аспекты эволюции кимберлитовых магм на поздних стадиях кристаллизации // Петрология. 2007. Т. 15. № 2. С. 178–195.

Леммлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука., 1973, 328 с.

Рёддер Э. Флюидные включения в минералах: В 2-х т. М.: Мир, 1987, Т. 2, 560 с.

Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Golovin A.V., Kamenetsky M., Goemann K. Was crustal contamination involved in the formation of the serpentine-free Udachnaya-East kimberlite? New insights into parental melts, liquidus assemblage and effects of alteration // Journal of Petrology. 2018. V. 59. № 8. P. 1467–1492.

Golovin A.V., Sharygin I.S., Korsakov A.V., Kamenetsky, V.S., Yaxley G.M. Alkali-carbonate melts from the base of cratonic lithospheric mantle: Links to kimberlites // Chemical Geology. 2018. V. 483. P. 261–274.

Golovin A.V., Sharygin I.S., Korsakov A.V., Kamenetsky V.S., Abersteiner A. Can primitive kimberlite melts be alkali-carbonate liquids: Composition of the melt snapshots preserved in deepest mantle xenoliths // Journal of Raman Spectroscopy. 2020. V. 51. P. 1849–1867.

Kamenetsky V.S., Golovin A.V., Maas R., Giuliani A., Kamenetsky M.B., Weiss Y. Towards a new model for kimberlite petrogenesis: Evidence from unaltered kimberlites and mantle minerals // Earth-Science Reviews. 2014. V. 139. P. 145–167.

Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Golovin A.V., Sharygin V.V., Maas R. Ultrafresh salty kimberlite of the Udachnaya-East pipe (Yakutia, Russia): a petrological oddity or fortuitous discovery? // Lithos. 2012. V. 152, P. 173–186.

Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Kamenetsky V.S., Maas R., Danyushevsky L.V., Thomas R., Pokhilenko N.P., Sobolev N.V. Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates: A potent metasomatic agent in the mantle // Geology. 2004. V. 32. № 10. P. 845–848.

Kopylova M.G., Gaudet M., Kostrovitsky S.I., Polozov A.G., Yakovlev D.A. Origin of salts and alkali carbonates in the Udachnaya-East kimberlite: Insights from petrography of kimberlite phases and their carbonate and evaporite xenoliths // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2016. V. 327. P. 116–134.

Russell J.K., Porritt L.A., Lavalley Y., Dingwell D.B. Kimberlite ascent by assimilation-fuelled buoyancy // Nature. 2012. V. 481. P. 352–356.

Sharygin I.S., Golovin A.V., Korsakov A.V., Pokhilenko N.P. Eitelite in sheared peridotite xenoliths from Udachnaya-East kimberlite pipe (Russia) – a new locality and host rock type // European Journal of Mineralogy. 2013. V. 25. № 5. P. 825–834.

Sharygin I.S., Litasov K.D., Shatskiy A., Safonov O.G., Golovin A.V., Ohtani E., Pokhilenko N.P. Experimental constraints on orthopyroxene dissolution in alkali carbonate melts in the lithospheric mantle: implications for kimberlite melt composition and magma ascent // Chemical Geology. 2017. V. 455, P. 44–56.

Shatskiy A., Litasov K., Sharygin I., Ohtani E. Composition of primary kimberlite melt in a garnet lherzolite mantle source: constraints from melting phase relations in anhydrous Udachnaya-East kimberlite with variable CO<sub>2</sub> content at 6.5 GPa // Gondwana Research. 2017. V. 45. P. 208–227.

Stone R.S., Luth R.W. Orthopyroxene survival in deep carbonatite melts: implications for kimberlites // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2016. V. 171. P. 63.





## НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ НЕКОТОРЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОМОЛОНСКОГО МАССИВА (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

*Шатова Н.В.<sup>1</sup>, Серегин С.В.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. им А.П. Карпинского,  
Санкт-Петербург, Россия, narlin.ros@mail.ru

<sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. им А.П. Карпинского,  
Санкт-Петербург, Россия, Sergey\_Seregin@vsegei.ru

Результатом государственного геологического картирования ГК-200 на листе Q-57-27 (Омкучан), проведенного в период с 2017 по 2019 гг., стало уточнение возраста и вещественного состава двух наиболее распространенных магматических комплексов на изучаемой территории. Все определения возраста проводились путем уран-свинцового датирования.

Территория Омкучанской площади расположена в северо-восточной части Омолонского массива. На площади работ четко выделяется два структурных этажа. Нижний структурный этаж образуют структуры субширотного простирания сложенные породами Омолонского срединного массива и относящиеся к Омолонской структурно-формационной области Верхний структурный этаж образуют наложенные структуры мелового возраста (апт – маастрихт) имеющие субмеридиональное простирание. Данные структуры относятся к Охотско-Чукотской структурно-формационной области.

Из двух датированных комплексов первый – викторинский охарактеризован тремя пробами из двух главных фаз (табл. 1). Полученные в ходе работ новые данные по результатам уран-свинцового датирования (SHRIMP-II) по цирконам из трех проб первой фазы викторинского комплекса попадают в интервал от 82 до 106 млн лет, что подтверждает позднемеловой возраст формирования пород комплекса. По данным предшественников значения изотопного возраста гранитоидов, полученные К-Аг методом, находятся в интервале от 105–102 до 60 млн лет. Максимум их распределения приходится на 85–90 млн лет, что по Harland (1989), отвечает туронскому-коньякскому веку. Данные Гусарова по К-Аг (1984 г) идентифицируют вторую фазу в 78 млн лет.

**Таблица 1.** Возраст образований Викторинского комплекса

№ п/п	Порода	№ пробы	Привязка	Возраст, млн лет
1	Монцогаббродорит	2131	Массив находящийся в междуречье рек малого Чагачана и Чагачана (западная часть)	106,7± 1,1
2	Монцогаббро	2135	Массив находящийся в междуречье рек малого Чагачана и Чагачана (южная часть)	84,6± 0,7
3	Габбродиорит	1157-1	Массив находящийся в междуречье рек Малого Чагачана и Чагачана (северная часть)	82,2 ± 1,0



В пределах изучаемой территории датированные породы первой фазы – монцогаббродиориты и монцогаббро наиболее распространены в восточной части. В районе массива Чагачан образует контакт со второй фазой намандыканского комплекса.

Намандыканский комплекс представлен своим петротипом на массиве Медленный, охарактеризован шестью пробами из двух главных фаз (табл. 2).

Таблица 2. Возраст образований Намындыканского комплекса

№ п/п	Порода	№ пробы	Привязка	Возраст, млн лет
1	Кварцевый монцодиорит	1064-1А	Массив в муждуречье рр. Багодатная и Бургачан	143,8±2,2
2	Кварцевый монцодиорит	1070-1	Массив в муждуречье рр. Багодатная и Бургачан	143,3±1,9
3	Кварцевый монцодиорит	2066-1	Левая часть массива Медленный	140,8±1,2
4	Кварцевый монцодиорит	3027-1	Правая часть массива Медленный	141,6±1,3
5	Гранодиорит	3026-1	Правая часть массива Медленный, ближе к центральной части	141,8±1,1
6	Кварцевый монцодиорит	2065-1	Левая часть массива Медленный нижний контакт с р. Кедон	141,4±1,0
7	Гранодиорит-порфир	1331-2	Дайка в массиве в среднем течении Сред. Айненэ	136,9±1,1
8	Гранодиорит-порфир	2318-1	Дайка в массиве у истоков руч. Лев. Хуличан	137,5±1,4
9	Гранодиорит-порфир	5301-4	Малые тела к юго-западу от Сред. Айненэ	137,9±1,1
10	Монцодиорит м/з	6301-4	Малые тела к юго-западу от Сред. Айненэ	138,3±1,4
11	монцогаббродиорит	59014-9	Массив Ипс	137,7±1,0

По данным предшественников раннемеловой возраст намандыканского комплекса определяется прежде всего тем, что его интрузивы прорывают палеозойские и мезозойские (до нижнемеловых включительно) толщи, а валуны и гальки типичных для него гранодиоритов, диоритов и гранодиорит-порфиров не редки в конгломератах апт-альбской мастахской свиты (Дылевский, 1984).

Кроме того, получены свежие данные по уран-свинцовому датированию (SHRIMP-II) пяти проб цирконов из кварцевых монцодиоритов и гранодиоритов второй фазы петротипического массива намандыканского комплекса, в диапазоне возраста от 143,8±2,2 до 141,8±1,1, соответствующие раннему мелу. И одна датировка из плагиогранитов третьей фазы намандыканского комплекса показала возраст в 141,4±1,0 млн лет, что полностью подтверждает раннемеловой возраст намандыканского комплекса.

Металлогеническая специализация комплекса золото-медно-молибден-порфировая среди моногенных тел наиболее известны образованные гранодиоритами Медьгорский и Мастахский массивы (Q-57-XXVII). В экзоконтакте Медьгорского массива находится одноименное непромышленное медно-молибденовое месторождение. Отличительной особенностью комплекса является то, что клинопироксен распространенный в породах от основных до



кислых, от габбро до граносиенитов, представлен почти чистым диопсидовым миналом, что определяет повышенное содержание кальция в породах комплекса. По классификации ASI, по А.Т. Хитрунову (1986) для гранитов третьей фазы намандыканского комплекса показывает положение гранитов как гранитов S-типа с Na-K подсерией.

Приведенные исследования позволили уточнить возраст и взаимоотношение основных магматических комплексов Омолона, что способствует повышению точности поисковой оценки на данной территории.

#### **Литература:**

Гусаров Б. М., Сдерягин В. И., Беликова О. Д. Отчет о групповой геологической съемке м-ба 1:50 000 и поисках месторождений золота и серебра в бассейнах рр. Джугаджак, Агрессивная, Долоннан (Грозненский отряд). ФБУ «ТФГИ по ДВФО». 1984.

Дылевский Е. Ф. Авдеева П. В. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Омолонская. Листы Р-57-XXI, XXII: Объяснительная записка. М.: Ленинградская картфабрика, 1977. 90 с.

Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, изд. второе 2008. 200 с.; изд. Третье 2009. 197 с.

Хитрунов А.Т. Петрогенетическое значение глиноземистости и К/Na-отношения в гранитоидах // Доклады АН СССР. Сер. геохимия. 1986.

A geologic time scale 1989, by W. B. Harland, R. L. Armstrong, A. V. Cox, L. E. Craig, A. G. Smith and D. G. Smith. Cambridge University Press, Cambridge. 1989. No. of pages: 263.

---

## **ИДЕНТИФИКАЦИЯ БОРАТОВ ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСК-1 С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ**

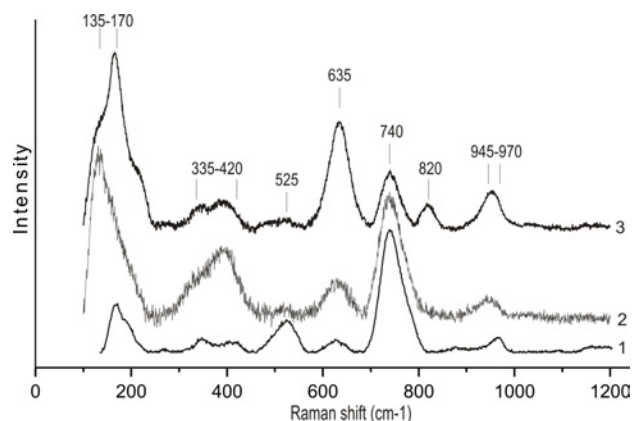
***Шевко А.Я., Смирнов С.З., Калугин В.М., Гора М.П.***

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, sp@igm.nsc.ru*

При изучении минералогического состава платино-малосульфидного горизонта интрузии Норильск-1 были обнаружены бораты – варвикит, котоит, людвигит и суанит (Шевко и др., 2019). Наличие безводных боратов не характерно для интрузивных пород, и они встречены в Норильском районе впервые. Ранее было известно лишь о наличии примеси бора в породообразующих минералах интрузивных и эффузивных траппов. Собственных минералов бора не было обнаружено, за исключением датолита, который появляется в гидротермальную стадию минерагенеза (Анастасенко, 1973). С одной стороны, сделанная нами находка показала, что повышенные концентрации бора в породах верхнего эндоконтакта интрузий норильского типа обусловлены не только примесью бора в породообразующих минералах, как это считалось ранее (Анастасенко, 1973; Альмухамедов, Петров, 1978; Рябов, 1989), но и собственными минералами. С другой, возникает вопрос об источнике бора в интрузивных породах и его роли в рудообразовании.

Боровая минерализация была обнаружена в прожилковых зонах перекристаллизации такситовых габбродолеритов в типичном магнезиально-скарновом парагенезисе. Бораты образуют в оливине мономинеральные и полиминеральные включения размером не более 25 мкм. В связи с малыми размерами зерен обнаруженных боратов возникла необходимость дополнительного подтверждения сделанной находки. Для этого было проведено исследование кристаллов с использованием рамановской спектроскопии и сравнение их с эталонными спектрами.

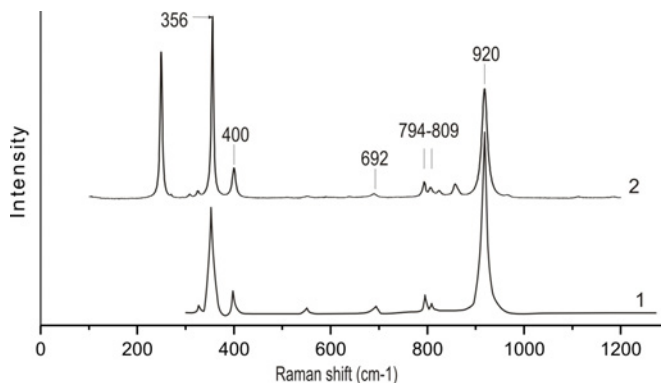
Были получены рамановские спектры для варвикита (рис. 1) и котоита (рис. 2), которые образуют включения в оливине из такситового габбродолерита интрузии Норильск-1 (обр. В16282). На рис. 1 показаны рамановские спектры кристаллов варвикита из образца В16282 в сравнении с эталонным спектром R050674 (<http://rruff.info>).



**Рис. 1.** Рамановские спектры для варвикита. 1 – эталонный спектр R050674 (<http://rruff.info>); 2–3 – обр. В16282: спектр для кристаллического включения (2) и для фазы из полиминерального включения (3) в оливине. Номера спектров соответствуют номерам анализов в табл. 1.

Все полученные спектры имеют сходный вид. Совпадение линий с длинами волн (см<sup>-1</sup>): в диапазоне 970–945; 740; 635; 525; в диапазоне 420–335 и 170–135 дает основание считать, что проанализированные кристаллы и фаза в полиминеральном включении из оливина являются минералами группы варвикита (рис. 1). Анализ химического состава варвикита показывает, что на характер спектров и интенсивность линий влияет количество и соотношение Fe<sup>+2</sup>, Fe<sup>+3</sup> и Al<sup>+3</sup> в позиции M2 (табл. 1). Вместе с ростом доли Fe<sup>+3</sup> в сумме 3-х валентных катионов возрастает интенсивность линии с длиной волны 635 см<sup>-1</sup>, а при максимальном значении этой величины дополнительно появляется линия 820 см<sup>-1</sup> (спектр 3), не проявленная в других спектрах. Линии в диапазоне 420–335 см<sup>-1</sup> имеют наибольшую интенсивность для минерала с максимальным количеством Fe<sup>+2</sup> в позиции M2 (спектр 2). Линии в диапазоне 170–135 см<sup>-1</sup> имеют наибольшую интенсивность в минералах с соотношением Fe<sup>+3</sup>/Fe<sup>+2</sup>>1 (спектры 2–3). Линия 525 см<sup>-1</sup> имеет наибольшую интенсивность в минерале с повышенным количеством Al<sup>+3</sup> (спектр 1).

На рис. 2 показан рамановский спектр проанализированного котоита в сравнении с эталонным спектром (Galuskina et al., 2008). Совпадение линий с длинами волн (см<sup>-1</sup>): 920; в диапазоне 809–794; 692; 400 и 356 дает основание считать, что проанализированная фаза в полиминеральном включении из оливина из образца В16282 является котоитом. Составы котоита интрузии Норильск-1 и месторождения Снежное очень близки и практически отвечают стехиометрии. В обоих минералах в незначительных количествах присутствует Fe<sup>+2</sup> (табл. 2).



**Рис. 2.** Рамановские спектры для котоита. 1 – эталонный спектр (Galuskina et al., 2008); 2 – спектр для фазы из полиминерального включения в оливине (обр. В16282). Номера спектров соответствуют номерам анализов в табл. 2.

**Таблица 1.** Состав варвикита (мас. %).

	1	2	3
<b>TiO<sub>2</sub></b>	22,49	12,74	8,69
<b>ZrO<sub>2</sub></b>	н.о	1,76	2,15
<b>B<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	25,03*	24,41	24,15
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	7,06	4,95	4,78
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>*</b>	1,40	16,13	22,19
<b>FeO</b>	8,55*	14,37*	13,79*
<b>MgO</b>	35,53	26,02	23,91
<b>Сумма</b>	100,06	100,53 <sup>a</sup>	99,66
<b>Количества катионов на 4 O<sup>-2</sup></b>			
<b>Mg</b>	1,00	0,96	0,90
<b>Fe<sup>+2</sup></b>		0,04	0,10
<b>M2</b>	1	1	1
<b>Mg</b>	0,23		
<b>Fe<sup>+2</sup></b>	0,17	0,26	0,19
<b>Fe<sup>+3</sup>*</b>	0,02	0,30	0,42
<b>Al</b>	0,19	0,14	0,14
<b>Zr</b>		0,02	0,03
<b>Ti</b>	0,39	0,24	0,17
<b>M1</b>	1	1	1
<b>B</b>	1	1,04	1,05

1 – образец R050674; 2–3 – обр. B16282. \* – расчетные данные: количество B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> рассчитано по стехиометрии; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO – на основе баланса валентности. н.о – не обнаружено; <sup>a</sup> – в сумме определено 0,15 MnO.

Таким образом, проведенное исследование позволило подтвердить, что обнаруженные минеральные фазы в такситовом габбродолерите верхней эндоконтактной зоны интрузии Норильск-1 действительно являются безводными боратами. Основными минералами магнезиально-скарновой минерализации, помимо боратов, являются оливин (Fo<sub>99-77</sub>), ферришпинель и магнезиоферрит. Вместе с ними в составе изученной ассоциации отмечены: титаномагнетит со структурами распада; апатит с переменным количеством F и Cl; периклаз; брусит; серпентин. Наличие примеси бора в породообразующих минералах (Анастасенко, 1973; Альмухамедов, Петров, 1978; Рябов, 1989) и появление в верхней эндоконтактной зоне боровой минерализации свидетельствует о том, что сама магма рудоносных интрузий изначально была обогащена бором. Остается открытым вопрос было ли это следствием контаминация отложений, которые прорывала интрузия или существует иной источник бора. Тем более, что изученный парагенезис имеет существенно магнезиальный состав и карбонатов здесь не встречено.

В процессе кристаллизации магматического тела происходило отделение флюидов, содержащих B, P, F, Cl, которые воздействовали на породы эндоконтакта и приводили к интенсивной перекристаллизации габбродолеритов вплоть до образования практически мономинеральных оливинитов. Дополнительным подтверждением участия летучих при перекристаллизации оливина может служить наличие включений апатита и примеси P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 0,6 мас. % в высокомагнезиальном (Fo<sub>99-89</sub>) оливине. Наличие реликтов периклаза

**Таблица 2.** Состав котоита (мас. %).

	1	2
<b>B<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	36,87	37,45
<b>FeO</b>	2,52	1,8
<b>MgO</b>	61,59	60,59
<b>Сумма</b>	101,14 <sup>a</sup>	99,84
<b>Количества катионов</b>		
<b>Mg</b>	2,91	2,87
<b>Fe<sup>+2</sup></b>	0,07	0,05
<b>сумма</b>	2,98	2,92
<b>B</b>	2,01	2,05

1 – месторождение Снежное (Galuskina et al., 2008); 2 – фаза из полиминерального включения в оливине (Fo<sub>98</sub>) (обр. B16282). Количества катионов приведены в пересчете на 6 O<sup>-2</sup>. <sup>a</sup> – в сумме определено 0,11 MnO и 0,05 CaO.



свидетельствует о высокотемпературных условиях образования изученной ассоциации минералов, а наличие брусита и серпентина говорит о более поздних низкотемпературных метасоматических процессах.

*Изучение минералов бора выполнялось в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГМ СО РАН при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации*

#### **Литература:**

Анастасенко Г.Ф. Распределение бора в породах и минералах трапповой формации северо-запада Сибирской платформы // Геохимия. 1973. № 10. С. 1481–1489.

Альмухамедов А.И. Петров Л.Л. Фтор, бор и бериллий в траппах Сибирской платформы // Геохимия. 1978. №7. С. 979–990.

Рябов В.В. Ликвация в природных стеклах (на примере траппов). Новосибирск: Наука. 1989. 223 с.

Шевко А.Я, Калугин В.М., Гора М. П., Карманов Н.С. Первая находка оксиборатов в породах интрузии Норильск-1 (северо-запад Сибирской платформы) // Доклады АН. 2019. Т. 488. № 2. С. 71–74.

Galuskina, I. O., Kadiyski, M., Armbruster, T., Galuskin, E. V., Pertsev, N. N., Dzierzanowski, P., & Wrzalik, R. A new natural phase in the system  $Mg_2SiO_4Mg_2BO_3FMg_2BO_3(OH)$ : composition, paragenesis and structure of OH-dominant pertsevite. *European Journal of Mineralogy*. 2008. V. 20. № 5. P. 951–964.

---

## **ПРИРОДА, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ХАМСАРИНСКОГО И ХАРАЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНОВ**

**Школьник С.И.<sup>1</sup>, Летникова Е.Ф.<sup>2</sup>, Резницкий Л.З.<sup>1</sup>, Иванов А.В.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, [sink@crust.irk.ru](mailto:sink@crust.irk.ru)

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

В строении Юго-Восточной части Восточного Саяна участвуют неопротерозойские океанические, островодужные и окраинно-континентальные комплексы обрамляющие раннедокембрийскую Гарганскую глыбу, являющуюся фундаментом Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ). Примыкающие к составному микроконтиненту с севера и северо-запада толщи Хамсаринского и Харальского террейнов (объект наших исследований), являются составными частями крупной Кузнецко-Тувинской (или Тувино-Монгольской) венд-кембрийской островодужной системы (Берзин, Кунгурцев, 1996 и др.). Согласно (Монгуш и др., 2011), толщи Хамсаринского террейна являются островодужным, а Харальского (Восточно-Тувинского) задуговым сегментами этой островодужной системы. В последние годы проведено U-Pb датирование кислых вулкаников реперной хамсаринской свиты Хамсаринского террейна (Школьник и др., 2017), результаты которого указывают на их среднеордовикский возраст. Было установлено, что кислый вулканизм хамсаринской свиты развивался в условиях континентальной коры, а не на океанической как это происходит для островодужных пород. На сегодняшний день не существует доказательств, что метаморфизованные породы Хамсаринского террейна (шутхулайская, балыктыгхемская и монгошинская свиты), подстилающие хамсаринскую свиту, входили в островодужную систему как часть островной дуги или отложений задуговых или преддуговых бассейнов. Они подверглись региональному метаморфизму и складчатым деформациям до излияния хамсаринских эффузивов, формирование которых происходило во внутриплитных



обстановках. Иначе говоря, хамсаринская свита также не могла быть частью островодужной системы. Таким образом, вопрос являлись ли толщи Хамсаринского террейна частью островодужной системы, было ли основание Хамсаринской дуги океаническим или континентальным, остается открытым. Данных о составе примыкающих с северо-запада к ТММ толщам Харальского метаморфического блока, сложенного метаморфизованными породами охемской и харальской свит, практически нет. Известно, что в составе вулканогенно-осадочной харальской свиты присутствуют базальты, риодациты, различные сланцы и мраморы. Свита перекрыта отложениями охемской свиты с горизонтом конгломератов в основании. Возраст первой считается вендской, а перекрывающей охемской – нижнекембрийским (Зайкова, 1978). Геодинамическая природа этого блока также остается невыясненной.

Основание разреза Хамсаринского террейна представлено биотит-амфиболовыми гнейсами, по геохимическим данным, сопоставимыми с высокомагнезиальными базальтами задуговых бассейнов. Конкордантные возрасты самой молодой группы цирконов, по данным изотопного датирования методом LA-ICP-MS, группируются в интервале от 660 до 680 млн лет. Метатерригенные породы вышележащей монгошинской свиты сформировались не ранее 640 млн лет. Постметаморфические события в пределах этого блока связываются с завершением аккреционно-коллизийных событий и фиксируются внедрением гранитоидов условно огнитского комплекса с возрастом 480 млн лет. Попытка определить возраст метаморфизма по биотиту из гнейсов шутхулайской свиты, не увенчалась успехом. Полученное  $Ag/Ag$  методом значение возраста, отвечающее  $307.4 \pm 2.2$  млн лет, соответствует времени проявления щелочно-гранитоидного редкометального плюмового магматизма возрастного интервала 306–295 млн лет, широко распространенного в пределах Восточного Саяна (Ярмолук и др., 2011). К хамсаринской свите, помимо кислых вулканитов (464–462 млн лет) традиционно относятся также основные вулканиты, которые слагают блоки, обособленные от выходов кислых пород. U-Pb датирование циркона из пробы андезибазальта, проведенного на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, показало, что возраст этих эффузивов отвечает  $267.4 \pm 2.8$  млн лет.

Состав Харальского тектонического блока представлен породами харальской и охемской свит. Свиты сложены метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами и, как правило, подразделяются на верхнюю (преимущественно терригенную) и нижнюю (вулканогенную) подсвиты. Первичная природа метавулканитов харальской свиты реконструируется от высокомагнезиальных базальтов до дацитов и риолитов. Позиция и условия формирования согласно перекрывающей охемской свиты с галькой гранитоидов в составе конгломератов основания свиты – неоднозначна. Для метатерригенных пород обеих свит явно угадывается древний сиалический источник сноса. А перекрываются эти отложения породами островодужной туматайгинской свиты кембрия.

Полученные первые данные о возрасте толщ Харальского террейна показали, что вулканиты харальской свиты формировались не древнее 730 млн лет, а возраст туффигов охемской свиты отвечает 510 млн лет. Возраст прорывающих харальскую свиту гранитоидов, сформированных во внутритриплитных условиях –  $458.7 \pm 3.7$  млн лет.

Таким образом, установлены основные этапы тектоно-магматической активизации в пределах Харальского и Хамсаринского террейнов ЦАСП. Полученные данные свидетельствуют, что заложение и Хамсаринского, и Харальского блоков связано с раннепротерозойским этапом развития структур ЦАСП, их формирование происходило значительно раньше, чем становление венд-кембрийской Тувино-Монгольской островодужной системы, частью которой они считались ранее.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 20-05-00560.*



### Литература:

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.

Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде-раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 649–665.

Школьник С.И., Иванов А.В., Резницкий Л.З., Летникова Е.Ф., Х Хе, Х. Ю, Ю. Ли, Вишневская И.А., Бараш И.Г. Среднеордовикские эффузивы Хамсаринского террейна (Тува) как индикаторный комплекс // Геология и геофизика. 2017. № 9. С. 1298–1313.

Зайкова Е.В. Верхний протерозой Харальской структурно-формационной зоны (Тува) в кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1978. с. 37–49.

Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Шурига Т.Н., Воронцов А.А., Сугоракова А.М. Возраст, состав пород, руд и геологическое положение бериллиевого месторождения Снежное: к обоснованию позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометальной зоны (Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 438–449.

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОИДОВ П-ОВА КАНИН И ТИМАНСКОГО КРЯЖА

*Шмакова А.М.<sup>1,2</sup>, Куликова К.В.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

<sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, alex.sch92@yandex.ru

В девонское время в пределах современного Тиманского орогена проходили процессы рифтогенеза, инициированного мантийным плюмом, повлиявшим на формирование базитовых магматических пород региона (Панева и др., 2016; Степаненко, 2016). На территории п-ова Канин и Тиманского кряжа, которые входят в состав вышеназванного орогена, установлены базальтовые покровы и дайки долеритов, выделяемые в составе канино-тиманского долеритового комплекса ( $\beta D_3kt$ ), относимого к траптовой формации (Тиманский Кряж, 2008). На данный момент детальные геохимические исследования современными методами по породам комплекса отсутствуют.

В ходе исследования были изучены девонские базиты следующих районов Канино-Тиманского региона: полуостров Канин, Северный Тиман, Средний Тиман (река Цильма, Верхневорыквинский покров), Южный Тиман (скважина №10).

Породы канино-тиманского комплекса представлены тонкозернистыми базальтами и тонко – или мелкозернистыми долеритами темно-серого цвета. Базальты обладают массивной, миндалекаменной текстурой и интерсертальной, порфировой, реже пойкилоофитовой структурой. Содержание миндалин в породе составляет 10–15 %. Выделяется два их типа. Первый – амёбовидные, иногда округлые, размером 0,3–0,6 мм, миндалины, выполненные хлоритом, с каймами карбонатов (железосодержащий доломит) и кварца. Второй тип – крупные трубчатые, реже уплощенные миндалины размером от 1 до 20 см, сложенные агатами.

Вкрапленники представлены плагиоклазом и клинопироксеном. Плагиоклаз формирует таблитчатые кристаллы размером 0,4–0,8 мм, реже 1 мм. Клинопироксен образует удлиненно-призматические кристаллы до 0,8, реже 1 мм. Основная масса породы сложена мелкими микролитами плагиоклаза (0,05–0,2 мм) и изометричными зернами пироксена (0,2





мм). Из рудных минералов установлены мелкие изометричные или скелетные кристаллы титаномагнетита (0,05–0,15 мм). Редко встречается халькопирит, пирит. Межзерновое пространство заполнено стеклом или заместившим его палагонитом (10–20 %).

Текстура долеритов чаще всего массивная, в единичных случаях миндалекаменная. Миндалины мелкие (до 1 мм), зональные, выполнены сидеритом, кальцитом и кварцем. Микроструктура пород офитовая, реже порфиоровая, пойкилоофитовая. Редкие порфиоровые вкрапленники представлены незональными удлиненными табличками (0,5–1 мм) плагиоклаза. Основная масса породы сложена преимущественно зональными клинопироксенами и плагиоклазами. Плагиоклаз встречается в виде лейст размером от 0,5 до 1,5 мм, часто наблюдается замещение минерала поздним альбитом или олигоклазом. Клинопироксен представлен ксеноморфными, реже гипидиоморфными кристаллами, размером от 0,25 до 1,5 мм. Из акцессорных минералов наблюдаются апатит и КПШ. Из рудных минералов в долеритах установлено значительное количество скелетных кристаллов титаномагнетита со структурой распада. Размер кристаллов достигает 0,5 мм, в единичных случаях 1 мм.

Был изучен химический состав пород канино-тиманского комплекса – породообразующих оксидов и редких и рассеянных элементов.

На территории п-ова Канин содержание  $\text{SiO}_2$  в породах меняется от 47,24 до 52,39 мас. %, на Северном Тимане – 47,08–47,54 мас. % (по 2 пробам) (Анферова и др., 2011), в породах р. Цильма (Средний Тиман) содержание  $\text{SiO}_2$  варьирует от 38,42 до 51,05 мас. % (низкие содержания кремнезема в базальтах р. Цильма характерны для пород с высоким содержанием карбонатов), в базальтах Верхневорыквинского покрова – от 48,38 до 48,76 мас. % (Анферова и др., 2013), на Южном Тимане – 42,54–57,01 мас. %.

Изученные долериты и базальты относятся преимущественно к породам нормальной щелочности  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} = 1,96\text{--}4,11$  мас. %, кроме некоторых образцов скважины № 10 Южного Тимана ( $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} = 4,69\text{--}4,72$  мас. %), и р. Цильма (Средний Тиман) ( $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} = 3,30\text{--}4,48$  мас. %). Породы комплекса соответствуют магматическим образованиям натриевой серии, к калиево-натриевому типу относятся некоторые породы п-ова Канин ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,68\text{--}3,81$  мас. %) и Верхневорыквинского покрова ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,9$  мас. %). По содержанию  $\text{K}_2\text{O}$  породы п-ова Канин являются преимущественно среднекалиевыми ( $\text{K}_2\text{O} = 0,43\text{--}1,22$  мас. %), породы с Тимана относятся к низкокалиевым ( $\text{K}_2\text{O} = 0,05\text{--}0,50$  мас. %), только одна проба Верхневорыквинского покрова попадает в поле среднекалиевых пород ( $\text{K}_2\text{O} = 0,67$  мас. %).

Исследуемые породы относятся преимущественно к высокоглиноземистым образованиям ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,08\text{--}18,30$  мас. %), кроме проб с Северного Тимана ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,75\text{--}13,79$  мас. %), части образцов Южного Тимана ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,05\text{--}13,34$  мас. %) и некоторых образцов с р. Цильма ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,22\text{--}12,42$  мас. %).

Содержание диоксида титана в породах канино-тиманского комплекса варьирует, что типично для всех трапповых формаций. В породах из юго-восточной части п-ова Канин концентрации  $\text{TiO}_2$  составляют от 2,00–2,18 мас. %, из центральной части полуострова  $\text{TiO}_2 = 1,20\text{--}1,80$  мас. %. В базальтах с р. Цильма  $\text{TiO}_2$  варьирует от 1,62 до 2,35 мас. %, для Верхневорыквинского покрова (Ср. Тиман)  $\text{TiO}_2$  составляет 1,23–1,46 мас. %, в базальтах скважины № 10 Южного Тимана  $\text{TiO}_2 = 1,08\text{--}1,42$  мас. %.

По данным диаграмм Харкера прослеживаются следующие закономерности. С уменьшением содержания  $\text{MgO}$  растут содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$ , а концентрации  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  уменьшаются. Наименее дифференцированными разностями являются базальты Южного Тимана, наиболее – породы с реки Цильма (Средний Тиман).

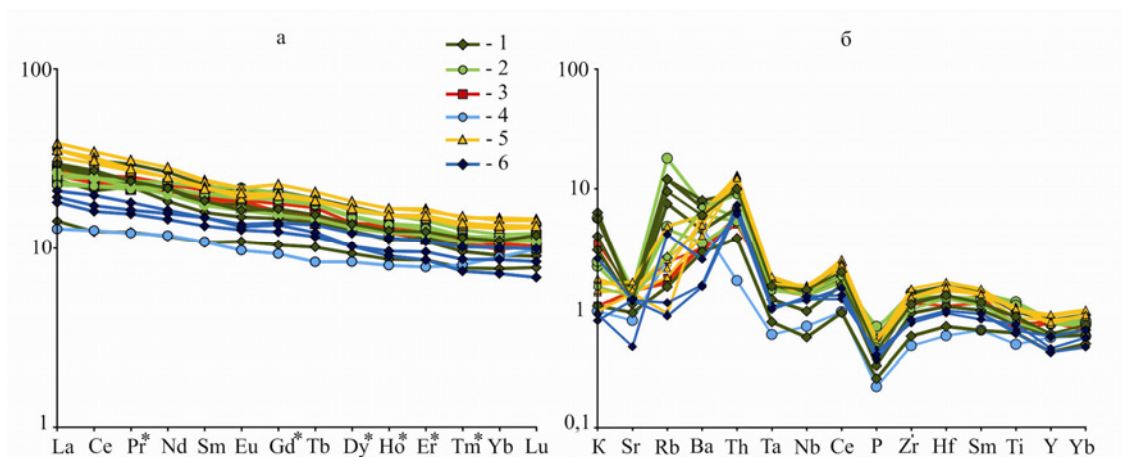
Все исследованные породы канино-тиманского комплекса относятся к толеитовой серии.

При анализе редких и рассеянных элементов были выявлены следующие особенности. Содержание редкоземельных (РЗЭ) в породах варьирует – наименьшие концентрации установлены в долеритах центральной части п-ова Канин (36,50–56,80 г/т), базальтах Северного Тимана (35,64 г/т) (Анферова и др., 2011), базальтах Южного Тимана (44,82–52,41 г/т). Суммарные содержания РЗЭ в базальтах Верхневорыквинского покрова составляют 62,00–67,52 г/т (Анферова и др., 2013), в породах полуострова Канин варьируют от 63,13 до 81,27 г/т. Наибольшие содержания отмечаются в базальтах р. Цильма (77,13–88,63 г/т).

У пород исследуемого комплекса на диаграмме распределения РЗЭ наблюдается субгоризонтальный тип графика со слабым отрицательным наклоном, также отмечается обогащение легкими REE относительно тяжелых (рис. 1 а). Величина  $La_N/Yb_N$ , которая является показателем этого обогащения, составляет 1,44 в породах Северного Тимана (Анферова и др., 2011), варьирует в базальтах Южного Тимана в пределах от 2,08 до 2,69, в базальтах Ворыквинского покрова (Средний Тиман) от 2,39 до 2,63 (Анферова и др., 2013), у пород р. Цильма (Средний Тиман) от 2,49 до 2,70. Наиболее широкий диапазон значений наблюдается у долеритов п-ова Канин от 1,85 до 3,16. Наименьшие значения  $La_N/Yb_N=1,85$  характерны для долеритов одного из образцов центральной части полуострова Канин, и для образца с Северного Тимана. Поскольку увеличение отношения  $La_N/Yb_N$  связано с уменьшением степени плавления мантийного источника, можно сделать вывод о том, что долериты п-ова Канин и базальты р. Цильма (Средний Тиман) сформировались из расплавов, образованных при наименьшей степени плавления источника по сравнению с породами Северного Тимана и одного образца п-ова Канин.

На спайдер-диаграмме в позднедевонских долеритах наблюдаются немного повышенные содержания крупноионных элементов (Rb, Ba, Th) и пониженные значения высокозарядных элементов (Zr, Hf, Yb) относительно N-MORB (рис. 1.б).

*Исследования проведены на базе ЦКП «Геонаука», г. Сыктывкар.*



**Рис. 1.** а – график распределения REE, нормированных к составу хондрита C1 (по: Boynton, 1984) для позднедевонских базальтоидов; б – спектры распределения элементов–примесей, нормированных к составу базальтов СОХ (Pearce, 1982), для позднедевонских базальтоидов. Условные обозначения: 1 – долериты центральной части п-ова Канин, 2 – долериты юго-восточной части п-ова Канин, 3 – базальты Верхневорыквинского покрова (Средний Тиман) (Анферова и др., 2013), 4 – базальты Северного Тимана (Анферова и др., 2011), 5 – базальты с р. Цильма, 6 – базальты Южного Тимана.

#### Литература:

Анферова Е.А., Удоратина О.В., Ронкин Ю.Л. Девонские базальты Северного Тимана // Вулканизм и геодинамика. Мат-лы V Всерос. сим-ма по вулканологии и палеовулканологии, Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 3–5.



Анферова Е. А., Удоратина О. В. Базальты Верхне-Ворыквинского покрова Среднего Тимана // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Мат-лы 22-й научной конференции. Сыктывкар. Геопринт, 2013. С. 8–12.

Панева А. А., Куликова К. В., Бурцев И. Н. Внутриплитный палеозойский магматизм Среднего Тимана // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Мат-лы VIII-я всеросс. петрограф. конф. с межд участием. Томск. 2016. С. 224–230.

Степаненко В.И. Канино-Тимано-Печорская провинция позднедевонского внутриплитного магматизма (положение и размеры) // Доклады академии наук, 2016, том 467, № 5, с. 572–575.

Тиманский кряж. В 2 т. Т. 2. Литология и стратиграфия, геофизическая характеристика Земной коры, тектоника, минерально-сырьевые ресурсы: монография. – Ухта: УГТУ, 2010. – 437 с.: ил

Boynnton W. V. Geochemistry of Rare Earth Elements Meteorite Studies // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, 1984. P. 63–114.

Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Thorpe R.S. (ed.) Andesites. Wiley, Chichester, 1982. P. 525–548.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РИОЛИТОВ КИЛИЙСКО-ЗМЕИНОГО ПОДНЯТИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ

*Шнюкова Е.Е.*

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеново НАН Украины, Киев, Украина, shniukova@i.ua*

На Килийско-Змеином поднятии при бурении скважины 347 к северо-востоку от острова Змеиный на глубине 56 м от поверхности дна (при глубине моря 22 м) были вскрыты кислые эффузивные породы – риолиты (Какаранза и др., 2011). Килийско-Змеиное поднятие (КЗП) северо-западного шельфа Черного моря примыкает с востока к Преддобруджинскому прогибу (юго-запад Украины) и расположено в зоне сочленения двух важнейших тектонических элементов Северного Причерноморья – Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. Эта зона, долго представлявшаяся как глубинный разлом, многими геологами и геофизиками сейчас рассматривается в качестве позднепалеозойской коллизионной сuture, образовавшейся в результате субдукции Восточно-Европейской платформы под Скифскую плиту; она прослежена от Добруджи до Каспия и названа Северокрымской (Юдин, 2008; Фарфуляк, 2015). Возможно, в Кавказском сегменте обоснованность выделения этой сuture может быть подкреплена обширным позднепалеозойским магматизмом. Но ни в Крымско-Азовском, ни в Преддобруджинском сегментах нет надежных геологических данных, свидетельствующих о том, что это именно сutura, а не просто надвиг; неясен и сам механизм предполагаемой субдукции. Для проверки «сутурной» гипотезы и выяснения геодинамической обстановки формирования обнаруженных риолитов было проведено их петрогеохимическое сопоставление с известными поблизости позднепалеозойскими-раннемезозойскими кислыми магматическими породами.

По сейсмическим данным, кровля палеозоя на КЗП сильно приподнята. Меловых отложений здесь нет, в отличие от шельфа к востоку, где они лежат прямо на позднепротерозойском фундаменте. Палеозой представлен карбонатными формациями верхнего силура-нижнего девона, пробуренными на о-ве Змеиный. Находка магматических пород в этом районе была предсказуемой, но в скважине, да еще и на столь малой глубине, они встречены впервые. На шельфе нигде более в субширотной полосе о. Змеиный – м. Тарханкут кислые породы не выявлены, если не считать сомнительной информации о якобы пермских гранитах в скважине у берегов Крыма (Радзивил, 2006).



В Предобруджинском прогибе (ПП), заполненном мощной толщей осадочно-метаморфических вендских и осадочных герцинских формаций, разрез палеозоя, в отличие от КЗП, включает эвапоритовые и молассовые отложения от среднего девона до преобладающего нижнего карбона и, с перерывом, от перми до нижнего триаса. Кислые магматические породы известны в скважинах ПП как в фундаменте, так и в осадочном чехле. В основании ПП залегают протерозойские биотитовые и амфибол-биотитовые плагиограниты, которые приподняты на Болград-Килийском поднятии. Севернее него, в Саратовско-Тузловской депрессии, многочисленными скважинами под отложениями средней юры на глубинах от 1 до почти 4 км вскрыта мощная осадочно-вулканогенная толща, которая была выделена в татарбунарский комплекс (Тектоника Северного Причерноморья, 1988). Кислые эффузивы этого комплекса нормальной и повышенной щелочности (в современной классификации соответственно риодациты, риолиты и трахириодациты, трахириолиты) вскрыты в интервалах глубин 1214–1363 м (скв. Татарбунарская-1) и 1625–1630; 2085–2941 м (скв. Юбилейная-1). Последние датированы по K-Ar ранней юрой (Семка и др., 1984). В целом, вероятно, татарбунарский комплекс имеет триас-юрский возраст.

Северная Добруджа (СД) – изначально герцинский ороген, переработанный в киммерийский этап – отделяется от ПП Сфанту-Георгиевским разломом, проведенным по гирлу Дуная. В СД выделяются две главные зоны разного возраста: западная – зона Мэчин и восточная – зона Тулча; в обеих зонах известны кислые магматические породы. В зоне Мэчин, где отложения силура-девона перекрыты молассовой серией карапелит (карбон-нижняя пермь), выходы риолитов в ассоциации с гранитами (самые крупные из них – Туркоая) развиты вдоль разлома Печеняга-Камена, ограничивающего с юга Северную Добруджу. Их относят к поздней перми (Seghedi, 2012). В зоне Тулча карбона нет; главенствует мезозойская серия налбанд (верхний триас-нижняя юра). Небольшие выходы риолитовых тел, считающихся триасовыми, есть в районе, примыкающем к Сфанту-Георгиевскому разлому. Эффузивы татарбунарского комплекса ПП соотносились именно с вулканитами зоны Тулча (Тектоника Северного Причерноморья, 1988).

В итоге, риолиты из скв. 347 сопоставлялись с: 1) позднепермскими субщелочными гранитами и риолитами Туркоая зоны Мэчин СД; 2) триасовыми и/или триас-юрскими трахириолитами и риолитами зоны Тулча СД и татарбунарского комплекса ПП. К сожалению, керн всех глубоких скважин юга Украины уничтожен, поэтому геохимическое сравнение с татарбунарским комплексом провести нельзя; он был изучен только петрохимически (Семка и др., 1984). Данные о петрохимии и геохимии кислых пород СД взяты из работы румынских коллег (Seghedi et al., 1992).

Риолит из скв. 347 макроскопически представляет собой крепкую лейкократовую породу розово-буроватого цвета. Под микроскопом порода выглядит даже не эффузивной, а гипабиссальной и имеет порфиристую структуру с микропойкилитовой основной массой. Вкрапленники представлены таблитчатым или призматическими (размером до 1 мм) плагиоклазом (альбит-олигоклаз). Основная масса раскристаллизована, состоит из мелких близкoизометричных выделений калиевого полевого шпата, содержащих пойкилитовые беспорядочно расположенные лейстовидные вросстки плагиоклаза, а также мелких ксеноморфных выделений кварца в интерстициях.

На диаграмме TAS состав породы из скв. 347 находится на границе риолитов и трахириолитов. Близкие к ней породы из скважин ПП демонстрируют несколько меньшую кремнекислотность. Для кислых пород разных зон СД заметно, что эффузивы зоны Тулча имеют непостоянный, пестрый состав, в то время как граниты и риолиты Туркоая зоны Мэчин характеризуются выдержанным составом, близким к породе из скв. 347. Если рассматривать не суммарную щелочность, а отдельно калиевоcть пород, то видно, что



практически все сопоставляемые кислые породы имеют значительно большее содержание  $K_2O$ , чем риолиты скв. 347, за исключением тех же гранитов и риолитов Туркоая.

Геохимическое сопоставление производилось с наиболее петрохимически близкими к риолитам скв. 347 кислыми породами СД. При сравнении спектра распределения редкоземельных элементов риолита из скв. 347, характеризующегося сильным обогащением легкими, обеднением тяжелыми РЗЭ и выраженным Eu минимумом, с таковыми пород СД выявляется явное сходство. При этом в области легких РЗЭ (La, Ce, Pr, Nd, Sm) графики идентичны, а в области тяжелых (Yb, Lu) есть некоторые различия: граниты и риолиты Туркоая зоны Мэчин располагаются выше линии риолита скв. 347 и вместе с ним проявляют типично внутриплитный характер, а риолиты зоны Тулча – ниже, что свойственно коллизионным гранитам (Великославинский, 2003). На диаграмме Дж. Пирса (Y+Nb) – Rb (Pearce et al., 1984), до сих пор используемой для определения тектонического положения гранитоидов, риолит из скв. 347 попадает в поле внутриплитных гранитов вместе с гранитами и риолитами Туркоая зоны Мэчин и риолитами зоны Тулча, однако последние имеют тенденцию к выходу в поле синколлизионных гранитов. На спайдер-диаграмме нормированных на гранит океанических хребтов (Pearce et al., 1984) составов пород кривая риолита из скв. 347 имеет вид, характерный для внутриплитных (причем континентальных) гранитов и почти повторяет кривые кислых пород СД.

Таким образом, риолиты КЗП проявляют не субдукционные, а внутриплитные геохимические черты, наиболее близкие к таковым гранитов и риолитов Туркоая зоны Мэчин СД. Учитывая, что последние считаются позднепермскими, можно предположить такой же возраст и для риолитов из скв. 347. Получается, что в позднем палеозое здесь не проявлялся субдукционный магматизм, что ставит под сомнение гипотезу о позднепалеозойской Северокрымской сутуре. Более правдоподобна другая гипотеза: с начала карбона южнее нынешней Причерноморской впадины в единой Крымско-Добруджинской полосе сформировался орогенный пояс, названный Эвксинским орогеном по древнегреческому названию Черного моря (Никишин и др., 2005). Эволюция Эвксинского орогена в позднем палеозое контролировалась падающей на север зоной субдукции океана Палеотетис, но субдукционная система была на южной, а не северной границе орогена. На раннюю пермь приходится максимум сжатия, вызвавшего крупномасштабное надвигание в северной полосе орогена, в том числе в зоне Добруджи. Именно надвигом Эвксинского орогена объясняются выявленные геофизиками особенности зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. В поздней перми произошел коллапс орогена, с которым мог быть связан пермский магматизм СД (Никишин и др., 2005). По данным геодинамического анализа гравитационного поля, отраженным на схеме тектонического районирования кристаллического фундамента Черноморского региона (2009), КЗП представляется смещенным фрагментом единой с Добруджей структуры. С учетом особенностей разреза, геофизической информации и геохимической близости магматизма можно предположить, что Килийско-Змеиное поднятие северо-западного шельфа является продолжением в Черное море Северной Добруджи, входившее в позднепалеозойский Эвксинский ороген.

#### **Литература:**

Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11. № 4. С. 363–380.

Какаранза С.Д., Кадури С.В., Ларченков Е.П. и др. Находка эффузивных пород на северо-западном шельфе Черного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2011. №1. С. 83–92.

Никишин А.М., Циглер П.А., Панов Д.И. и др. Позднепалеозойская, мезозойская и кайнозойская тектоническая история и геодинамика южной части Восточной Европы. В кн.: 400



миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. Отв. ред. А.М. Никишин. М.: Геокарт, GEOS. 2005. С. 39–163.

Радзивилл В.Я., Радзивилл А.Я. Структурное положение магматических образований северо-западного шельфа Черного моря и прилегающих территорий // Геол. журн. 2006. №2–3. С. 68–79.

Семка В.А., Панченко Д.Е., Семка Л.В. Петрохимические особенности вулканитов Западного Причерноморья // Геохимия и рудообразование. 1984. Вып.12. С. 26–32.

Тектоника Северного Причерноморья / И.И. Чебаненко, Ю.М. Довгаль, Т.А. Знаменская и др. Отв. ред. И.И. Чебаненко. К.: Наук. Думка. 1988. 164 с.

Фарфуляк Л. В. Природа наклонной сейсмической границы в земной коре Скифской плиты вдоль профиля DOBRE-5 // Геофиз. журн. 2015. Т. 37. № 6. С. 64–85.

Юдин В. В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. К.: УкрГГРИ. 2008. 117 с.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. 25 (4). P. 956–983.

Seghedi A. Palaeozoic formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea – An Overview // Turkish J. Earth Sci. 2012. 21. P. 669–721.

Seghedi I., Szakács A., Udrescu C. et al. Major and trace element geochemistry of rhyolites from Northern Dobrogea. Petrogenetic implications // Rom. J. Petrology. 1992. 75. P. 17–38.

## КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ БИЛЮТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

*Штельмах С.И., Ухова Н.Н., Акулов Н.И., Акулова В.В.*

*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, fotina78@gmail.com*

Билютинское месторождение является природным источником химически чистого известняка, используемого для производства карбида кальция ( $\text{CaC}_2$ ). Данное месторождение расположено на восточной периферии щелочно-гранитоидного Брянского плутона, в Заиграевском районе Бурятии, в 70 км северо-восточнее г. Улан-Удэ. Вмещающая терригенно-карбонатная толща (PR<sub>3</sub>–PZ<sub>1-2</sub>) представляет собой моноклиналичную серию, погружающуюся на юго-восток и на всей своей площади прорванную дайками северо-восточного простирания, которые являются субвертикальными телами мегаплагиофировых лейкобазальтов, трахидолеритов, трахибазальтов, кварцевых трахитов, щелочно-полевошпатовых трахитов, трахириолитов и комендитов (Хубанов и др., 2012; Врублевская и др., 2013). Вскрытый фрагмент позднепалеозойского дайкового пояса характеризуется скоплением субпараллельных даек, хорошо прослеживаемых на расстоянии до 200 километров, при ширине около 40 км. Пояс имеет однообразное внутреннее строение и сложен субпараллельными, пакетированными дайками, нередко образующими комплекс «дайка в дайке». Образование пояса произошло в ранней перми (280-300 млн. лет) согласно результатам геохронологических исследований (Буянтуев и др., 2017).

Выявлены незначительные контактовые воздействия даек на вмещающий известняк, что, по-видимому, связано с небольшой мощностью большинства даек, а главное с тем, что поступление флюида в известняк экранируется эндоконтактовой закалочной зоной (Хубанов и др., 2012). Обнаруженное жильное проявление мраморов указывает на воздействие контактового метаморфизма на известняк. Общей особенностью минерального состава даек и исследуемых разновидностей мраморов, особенно цветных, является присутствие рудных минералов. В составе трахибазальтов и трахидолеритов присутствует титаномагнетит, трахириолиты в одной из комбинированных даек второго типа содержат тонкозернистый магнетит (Буянтуев и др., 2017). В минеральном составе мраморов выявлены пирит и гематит, образование которых связано с гидротермальной стадией контактово-метаморфических процессов.



Объектами комплексного исследования являются образцы светло-серого известняка и пяти выявленных разновидностей мраморов: белого, белого с прожилками пирита, светло-серого с голубым оттенком, темно-серого и фиолетового, содержащего гематит. Минеральный состав образцов изучен методом порошковой дифракции (дифрактометр ДРОН-3,  $\text{CuK}\alpha$ -излучение). Химический состав пород определен методом силикатного анализа (Рященко, Ухова, 2008). Определение содержаний микроэлементов (F,  $S_{(\text{общ.})}$ , V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, As, Sr, Ba, U и Th) выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа (спектрометр S8 TIGER фирмы Bruker, Германия) (Ревенко, 1994; Штельмах и др., 2015). Структура пород исследовалась в прозрачных шлифах с помощью поляризационного микроскопа ПОЛАМ Л-213 и микроскопа OLYMPUS DP 12 (Япония).

Установлено, что известняк и большинство исследуемых разновидностей мраморов представлены кальцитом с неравномерно раскристаллизованной структурой с преобладанием мелкокристаллических агрегатов. Исключение составляет светло-серый с голубым оттенком мрамор, представляющий собой равномерно раскристаллизованную породу, которая состоит из мозаики ксеноморфных кристаллов кальцита величиной 0.05–0.25 мм. Известняк и практически все разновидности мраморов данного месторождения на 97–99 % состоят из кальцита ( $\text{CaCO}_3$ ), а содержания примесей не превышают 3 %. В качестве примесей, в основном, присутствуют тальк, амфибол, хлорит, сидерит, диопсид и пирит. Исключением является фиолетовый мрамор, содержащий 89.45 %  $\text{CaCO}_3$ , а также 4.88 % кварца и 5.60 % гематита, кроме того он характеризуется наличием максимальных содержаний  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ , MnO и  $\text{Fe}_2\text{O}_3_{(\text{общ.})}$  по сравнению с другими карбонатными породами данного месторождения. Наибольшее сходство в химическом составе наблюдается между светло-серым известняком и разновидностями белого и светло-серого с голубым оттенком мраморов. Проведенный анализ распределения микроэлементов показал, что фиолетовый мрамор, содержащий гематит, по содержанию F (620 г/т), Ba (600), V (24), Ni (18), Pb (17) и As (14) лидирует по сравнению с известняком и другими мраморами. Белый мрамор с пиритом отличается максимальным содержанием  $S_{(\text{общ.})}$  (2880 г/т). Содержание микроэлементов (V, Cr, Co, Ni, Cu, Pb и As) не превышает 24 г/т в известняке и в большей части мраморов, в большинстве случаев концентрация находится в пределах 10 г/т. Следует отметить, что в исследуемых известняке и во всех выявленных разновидностях мраморов Билютинского месторождения зафиксированы низкие содержания U и Th (< 2 и < 5 г/т, соответственно), не превышающие предел их обнаружения по методике РФА, разработанной в ИЗК СО РАН, как и в белом мраморе месторождения «Коелгинское» и голубом мраморе месторождения «Перевал». Содержание F (г/т) в мраморах месторождений «Коелгинское» (72) и «Перевал» (110) входит в интервал концентраций фтора, наблюдаемый для карбонатных пород Билютинского месторождения, но в мраморах первых двух месторождений содержится в 2–4 раза меньше Cu, чем в образцах Билютинской коллекции. В то же время, выявлены сходные концентрации V и Cr во всех карбонатных породах указанных месторождений.

Исследуемые мрамора Билютинского месторождения претерпели интенсивную посткристаллизационную деформацию в условиях зеленосланцевой фации, о чем свидетельствуют выявленные вторичные минералы (хлорит и тальк). Высокие содержания F,  $S_{(\text{общ.})}$ , Sr, Zn, Ba, V, Ni, Pb и As в мраморах связаны с возникновением вторичных минералов (пирита, талька, хлорита, диопсида, амфибола и гематита), в которых эти микроэлементы находятся в виде изоморфных примесей.

Проведенный сравнительный анализ химического состава светло-серых с голубым оттенком, белых и темно-серых мраморов Билютинского месторождения с высококачественным белым коелгинским мрамором показал их сходство, которое допускает



возможность использование мраморов данного месторождения в строительстве и архитектуре, а также в ландшафтном дизайне.

Авторы статьи выражают благодарность З.Ф. Ущাপовской, В.Б. Савельевой, Ю.И. Меньшагиной, М.В. Даниловой, Н.В. Брянскому за оказанную помощь при выполнении исследований.

*Основные результаты исследования получены с использованием материально-технической базы Центра коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН.*

*Исследование выполнено по базовым программам ИЗК СО РАН: проект № 0346-2018-0004 «Новейшая геодинамика, геосферные и биосферные эволюционные и катастрофические природные изменения» и проект № 0346-2018-0005 «Структурно-вещественная эволюция алмазоносной литосферы Сибирского кратона в проявлениях кимберлитового, карбонатитового и щелочно-ультраосновного магматизма».*

#### **Литература:**

Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 369–384.

Врублевская Т. Т., Хубанов В. Б., Цыренов Б. Ц. Образование трахиандезитов и трахидацитов при смешении контрастных магм в сложных дайках (Западное Забайкалье) // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 55–64.

Ревенко А.Г. Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ природных материалов. Новосибирск: Наука, 1994. 264 с.

Рященко Т. Г., Ухова Н. Н. Химический состав дисперсных грунтов: возможности и прогнозы (юг Восточной Сибири). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. 131 с.

Хубанов В. Б., Цыганков А. А., Врублевская Т. Т. Позднепалеозойская бимодальная дайковая серия Западного Забайкалья (Билютинский карьер). Путеводитель экскурсии II Всероссийской молодежной конференции «Геология Забайкалья». Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2012. 21 с.

Штельмах С. И., Черкашина Т. Ю., Пашкова Г. В. Рентгенофлуоресцентное определение примесных элементов в карбонатных породах и флюоритовых рудах с использованием спектрометра S8 TIGER // Аналитика и контроль. 2015. Т. 19, № 2. С. 121–129.

---

## **ТЕМПЕРАТУРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ИНГИЛОРСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

**Шуйский А.С., Куликова К.В., Удоратина О.В.**

*Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, self88@yandex.ru*

На Полярном Урале гранитоиды Ингилорского массива выведены на поверхность вблизи озера Ингилор. Структурно они расположены в Ингилорской зоне Центрального Уральского поднятия восточнее Марункеуского эклогит-гнейсового блока вблизи Главного Уральского разлома в подошве офиолитового массива Сьумкеу.

Массив образует неправильную форму в плане, субмеридионально вытянут на 4.2 км при варьирующей ширине от 0.4 до 1 км, на поверхности прослеживается по элювиальным развалам и скальным обнажениям по ручьям (правые притоки ручья Няхарнёйшор). Породы развиты в поле среднерифейских метаморфитов минисейшорской свиты ( $R_{2mn}$ ), контакты с вмещающими породами тектонические.

Возрастное положение гранитов спорное. Породы массива отнесены к *полярноуральскому* комплексу ( $\square C_1-P_{2ри}$ ), таково их положение на геологической карте 1:200000 (Душин и др., 2009). На карте 1:1000000 гранитоиды Ингилорского массива





рассматриваются в составе *сыдатовинского* гранитового комплекса ( $elyV-C_{1s}$ ) (Зылева и др., 2014). Согласно полученным геохронологическим U-Pb (SIMS) данным по цирконам из гранитоидов Ингилорского массива возраст составляет  $503 \pm 5$  и  $533 \pm 4$  млн. лет (Зылева и др., 2014). Цифра  $503 \pm 5$  близка полученной ранее нами –  $487.3 \pm 6.9$  млн лет (U-Pb (SIMS)) и соответствует позднему кембрию – раннему ордовику (Шуйский и др., 2015).

Породы массива представлены гнейсовидными мусковитовыми и микроклиновыми метагранитами.

*Мусковитовые метаграниты*, серого, светло-серого цвета, мелко- и среднезернистые, массивные и полосчатые (гнейсовидные) обусловленные чередованием слюдистых и кварц-полевошпатовых слоев. Под микроскопом наблюдаются микроструктуры: катаклазированные, милонитизированные, гранобластовые и лепидогранобластовые. Минеральный состав (об. %): Калиевый полевой шпат (микроклин) – 30, плагиоклаз, альбит ( $An_{10}$ ) – 30, кварц (30), мусковит (3–5), амфибол (ед), акцессорные представлены цирконом, (F)апатитом, гранатом, титанитом, вторичные клиноцоизитом, алланитом, рудные минералы магнетитом.

*Микроклиновые метаграниты* розового цвета, мелкозернистые, директивной текстуры. Под микроскопом наблюдаются лепидогранобластовая микроструктура. Минеральный состав (об.%): калиевый полевой шпат (микроклин) – 30, плагиоклаз, альбит ( $An_{10}$ ) – 35–30, кварц – 25, мусковит – 2. Акцессорные минералы: циркон, (F)апатит, титанит, вторичные клиноцоизит, алланит, рудные минералы – магнетит.

По петро-геохимическим характеристикам выделенные петрографические типы близки.

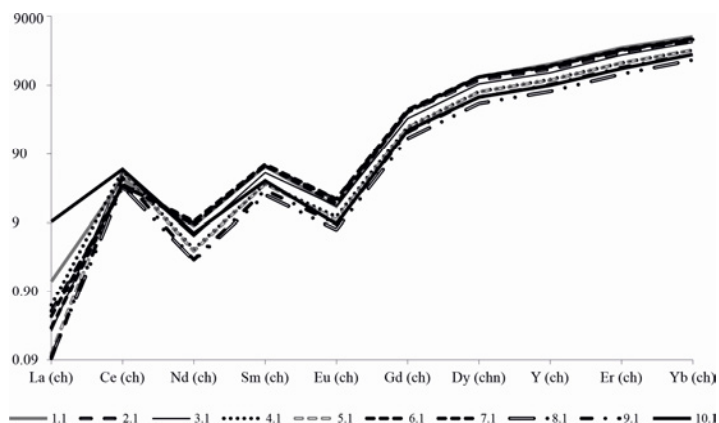
Содержание кремнезема в породах находится на уровне 72.5–74.9 мас. %, характерно высокое содержание суммы щелочей ( $Na_2O+K_2O$ ) 8.8–9.1 мас. %. По петрохимической классификации (О’Конора) породы относятся к семейству гранитов. Согласно петрографическому кодексу относятся к умереннощелочным кислым и ультракислым породам. На диаграмме  $SiO_2-K_2O$  точки составов попадают в поле высококалиевых пород. Породы насыщены глиноземом ( $ASI=0.94-1$ ), точки составов на диаграмме Пикколи занимают границу металаюминевых и щелочных пород. По классификации породы (Chappell, White, 1974) относятся к  $A_2$ -типу гранитов (Шуйский и др., 2015).

Геохимически породы характеризуются низким суммарным содержанием редкоземельных элементов (среднее значение) – 136 г/т. Спектры распределения РЗЭ со слабым пологим наклоном с преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми  $(La/Yb)_N$  – (2.4) с четко проявленным небольшим европиевым минимумом ( $Eu/Eu^*$  – 0.32). Спайдер-диаграммы показывают, что породы обогащены крупно-ионными элементами (Rb, Th) и имеют сходное или слегка повышенное содержание высокозарядных элементов (Ce, Zr, Hf, Sm, Yb) к составу гипотетического гранита океанических хребтов.

На диаграммах реконструкций геодинамических обстановок точки составов попадают в поля внутриплитных гранитоидов, что свидетельствует, с учетом возраста пород, о том, гранитоиды выплавлялись в рифтогенную стадию заложения палеоуральского океана на окраине Восточно-Европейского континента.

Почти все минеральные парагенезисы в исследуемых породах сформированы при метаморфических преобразованиях на уровне зеленосланцевой фации. Калиевый полевой шпат, плагиоклаз и кварц перекристаллизованы, мусковит, гранат, клиноцоизит образованы в результате метаморфизма, единственными сохранившимися первичными минералами гранитоидов являются циркон, апатит и рудные минералы.

Нами был изучен состав REE цирконов. Исследованные цирконы имеют спектр распределения нормированных к хондриту концентраций с ярко выраженным увеличением тяжелых элементов и положительной Ce аномалией (рис. 1), что характерно для цирконов магматического генезиса (Hoskin and Schatlgtegger, 2003).



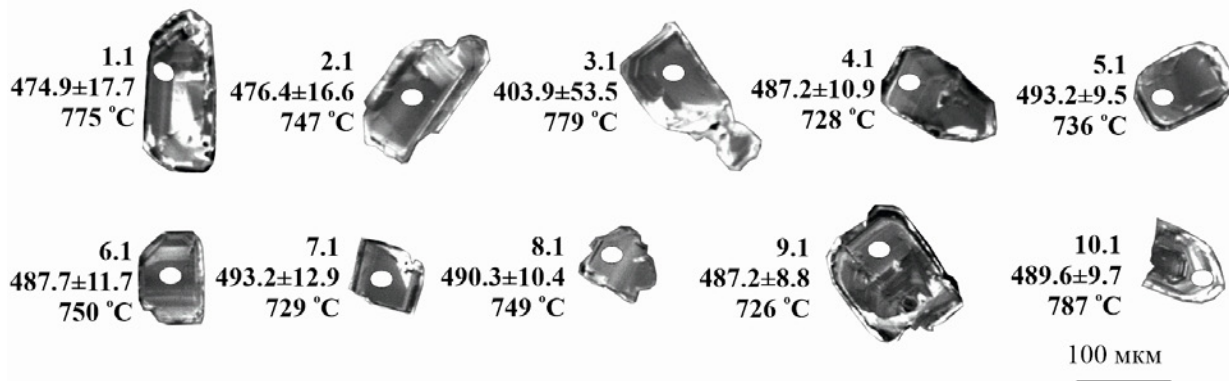
**Рис. 1.** Спектр распределения REE в цирконах из гранитоидов Ингилорского массива (обр. А24/11).

Для расчета температуры кристаллизации пород привлечены расчеты по содержанию титана в цирконе, полученные при U-Pb (SIMS) геохронологических исследованиях в Стэнфордском Университете (США), кроме того, использованы химические составы гранитоидов (мас., %), полученные классическим химическим методом в ЦКП «Геонаука» и данные по содержанию циркония (г/т) полученные методом ICP MS в ЦЛ ВСЕГЕИ г Санкт-Петербург.

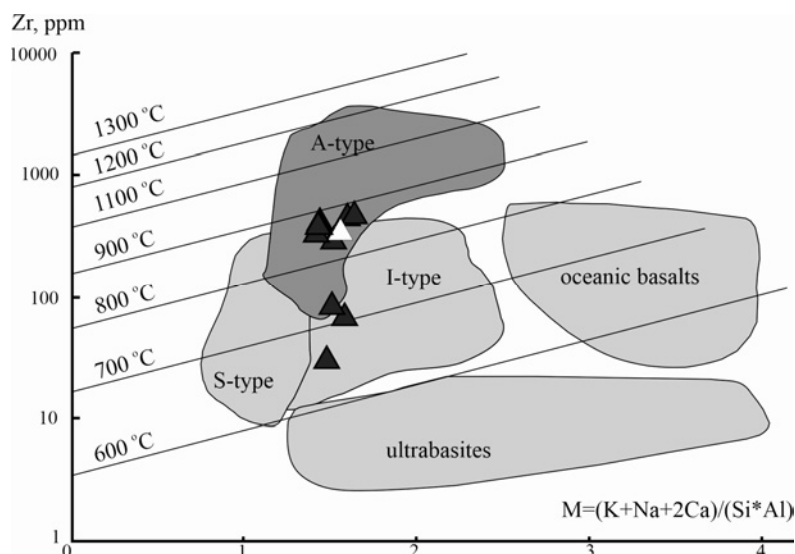
При выполнении геохронологических исследований цирконов из гранитоидов (обр. А24/11) были дополнительно определены Y, REE и проведена оценка температур формирования цирконов по содержанию титана (Watson et al., 2006). Температура формирования датированных нами цирконов (рис. 2 и таб. 1) варьирует в интервале 725–787 °С (при  $a_{SiO_2}=1$  и  $a_{TiO_2}=0.7$ ).

Расчетные температуры формирования гранитоидов, полученные на основании термометрии насыщения циркония в породе по методике предложенной Harrison and Watson, 1984 составили диапазон температур кристаллизации 640–828 °С (рис. 3 и таб. 2) и перекрывают диапазон температур кристаллизации циркона.

Таким образом, проведенные исследования гранитоидов Ингилорского массива, позволили определить температуры формирования для гранитов и собственно циркона. Температура насыщения находится в диапазоне от 865 °С до 652 °С (обр. А24/11 – 841°С) при этом температуры кристаллизации цирконов оцененные по содержанию титана в цирконе несколько ниже 725–787 °С.



**Рис 2.** Изображения цирконов в катодолуминесцентном излучении с номерами датированных зерен, аналитическими кратерами (белые круги), возрастом и температурой кристаллизации цирконов (обр. А24/11).



**Рис. 3.** Концентрации насыщения цирконием расплавов разного состава (параметр М) и генезиса при различных температурах по (Kostitsin et al., 2015), экспериментальные данные по (Hanchar, Watson, 2003). Условные обозначения: ▲ – гранитоиды Ингилорского массива, Δ – продатированный образец (A24/11).

*Работа проводится в рамках темы НИР «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента».*

**Таблица 1.** Содержания титана в цирконе (г/т) и температуры кристаллизации (°С) в исследованных цирконах (A24/11).

Зерно	<sup>48</sup> Ti	<sup>49</sup> Ti	T <sup>°C</sup> <sub>zm</sub> (1.0/0.7)
3.1ц	6.8	6.8	779
1.1к	3.9	3.8	725
2.1ц	4.9	4.9	747
9.1к	3.9	3.9	726
4.1к	4.1	4.2	728
6.1ц	5.1	4.8	750
10.1к	7.5	7.5	787
8.1к	5.1	5.0	749
5.1к	4.4	4.4	736
7.1ц	4.1	4.0	729

**Таблица 2.** Содержания циркона в породе (г/т) и температуры кристаллизации (°С) породы.

Обр.	М	Zr	T <sub>Zr</sub> °С
A21/11	1.6	65.2	703
A22/11	1.5	80.5	723
A23/11	1.6	436	864
A11/11	1.6	453	865
A20/11	1.5	281	828
A24/11	1.5	330	841
337/1	1.5	29	652
337/2	1.4	320	849
337/3	1.4	320	849
337/4	1.4	400	869
337/5	1.4	370	862
337/6	1.4	370	862

### Литература:

Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская серия – Лист Q-42-I, II (Лаборовая). Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 372с.

Зылева Л.И., Коновалов А.Л., Казак А.П., Жданов А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Западно-Сибирская серия – Лист Q-42 (Салехард). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2013. 387с.



Шуйский А.С., Удоратина О.В., Миллер Е.Л, Кобл М. Метагранитоиды Ингилорского массива (Полярный Урал): U-Pb данные // Материалы IV Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, 16– 20 февраля 2015 г., Санкт-Петербург, ФГПУ «ВСЕГЕИ». – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. С481–484.

Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // *Pacific Geol.*, 1974, v. 8, p. 173–174.

Hanchar J.M., Watson E.B., Zircon Saturation Thermometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 2003. 53 (1): 89–112. <https://doi.org/10.2113/0530089>

Harrison T.M. and Watson E.B. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1984. Vol. 48. P. 1467 –1477.

Hoskin P.W.O. and Schatlgtegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Reviews in mineralogy & geochemistry.* 2003. V. 53. P. 27-62.

Kostitsyn, Y.A., Belousova, E.A., Silant'ev, S.A. et al. Modern problems of geochemical and U-Pb geochronological studies of zircon in oceanic rocks // *Geochem. Int.* 53(9), 2015. 759–785. <https://doi.org/10.1134/S0016702915090025>.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151 (4). 413–433. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>.

## ПЕТРОЛОГИЯ ПОРОД ГОЛЫГИНСКОГО ГОРИЗОНТА (ПАУЖЕТСКАЯ КАЛЬДЕРА ЮЖНАЯ КАМЧАТКА), РЕКОНСТРУКЦИЯ СОСТАВОВ МАГМ

*Щеклеина М.Д.<sup>1</sup>, Плечов П.Ю.<sup>1</sup>, Давыдова В.О.<sup>1</sup>, Щербаков В.Д.<sup>1</sup>, Биндеман И.Н.<sup>2</sup>, Рычагов С.Н.<sup>3</sup>*

<sup>1</sup>Московский государственный университет, геологический факультет, Москва, Россия, [mary.shec@yandex.ru](mailto:mary.shec@yandex.ru)

<sup>2</sup>Минералогический Музей им. А.Е. Ферсмана, Москва, Россия, [bindeman@uoregon.edu](mailto:bindeman@uoregon.edu)

<sup>3</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия, [rychsn@kscnet.ru](mailto:rychsn@kscnet.ru)

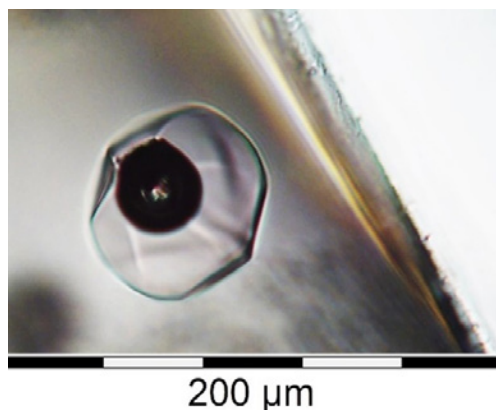
Исследовались образцы пород верхней части Голыгинского горизонта, образование которого связывают с формированием Паужетской кальдеры (Шеймович, 1974), отобранные из скважины К-6 (N 51° 27' 28" E 156° 48' 05"). Образец наиболее близкий к кровле горизонта (VK19K-6-7) систематически отличается от других образцов составом плагиоклаза, морфологией расплавных включений и оценками содержания летучих компонентов, что можно объяснить различиями поведения магматической системы Паужетской кальдеры на стадии, предшествующей извержениям.

Составы магматического расплава, реконструированные по составу первичных стекловатых расплавных включений (рис. 1) отвечают субщелочным риолитам с содержанием (мас. %): SiO<sub>2</sub> 77.3–77.5, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 12.4–13, FeO<sub>t</sub> 0.1–0.8, MgO 0–0.12, CaO 0.2–1, K<sub>2</sub>O 3.9–4.5, Na<sub>2</sub>O 3.4–5.1, Cl 0.1–0.2. Максимальное измеренное содержание воды в расплавных включениях составило 1.6±0.5 мас. % (образец VK19K-6-7). Породы Голыгинского горизонта хорошо соответствуют породам современного Восточного вулканического фронта Камчатки по содержанию когерентных рассеянных элементов, но обогащены примерно на порядок некогерентными элементами (Ba, Th, U, Nb, K, La, Ce, Be). Это может объясняться геодинамической позицией Южной Камчатки, в пределах которой пространственно совмещена фронтальная зона островодужной системы и зона ареального вулканизма, характерная для тыловых частей островных дуг (Авдейко и др., 2003; Плечов, 2008).

Реконструкция физико-химических условий в магматической системе древней Паужетской кальдеры косвенными методами позволяет оценить давление кристаллизации в 1–2 кбар (Blundy, Cashman 2001), температуру кристаллизации в 770–870 °С, первичное

содержание воды в магматическом расплаве 4–6 мас. % (Danyushevsky, Plechov 2011; Moore et al., 1998). Содержание серы в изученных стеклах расплавных включений находится ниже порога обнаружения микронзондового анализа (0.05 мас. %). Извержения Паужетской кальдеры в плейстоцене скорее всего не приводили к глобальным климатическим катастрофам.

Грант РФФИ 19-17-00241



**Рис. 1.** Первичное стекловатое расплавное включение с обратной огранкой. Фото в проходящем свете.

#### Литература:

- Авдейко Г. П. и др. Принцип актуализма: критерии для палеотектонических реконструкций на примере Курило-Камчатского региона // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2003. №. 1. С. 32–59.
- Плечов П. Ю. Множественность источников островодужных магм и динамика их взаимодействия // М: МГУ. 2008.
- Шеймович В. С. Особенности развития дочетвертичных вулкано-тектонических депрессий на Камчатке // Геотектоника. 1974. №. 6. С. 118–125.
- Blundy J., Cashman K. Ascent-driven crystallisation of dacite magmas at Mount St Helens, 1980–1986 // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2001. Т. 140. №. 6. С. 631–650.
- Danyushevsky L. V., Plechov P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2011. Т. 12. №. 7.
- Moore G., Vennemann T., Carmichael I. S. E. An empirical model for the solubility of H<sub>2</sub>O in magmas to 3 kilobars // American Mineralogist. 1998. Т. 83. №. 1–2. С. 36–42.

## КОНТРАСТНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ПАНТЕЛЛЕРИТОВ ЦАГААН-УУЛЬСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСА (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

**Щербаков Ю.Д.<sup>1</sup>, Перепелов А.Б.<sup>1</sup>, Цыпукова С.С.<sup>1</sup>, Пузанков М.Ю.<sup>2</sup>, Одгэрэл Д.**

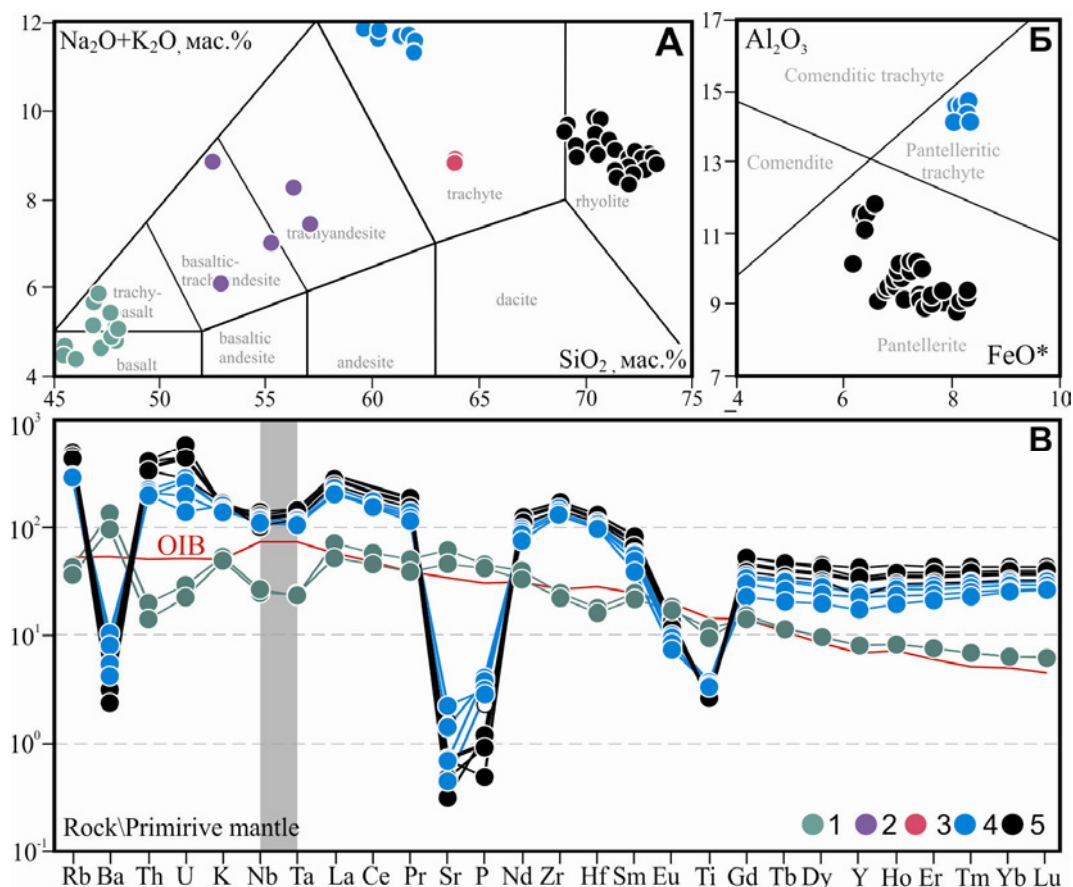
<sup>1</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, scherb@igc.irk.ru

<sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

В 2017–2019 гг. исследован крупный дайковый рой расположенный в пределах Северо-Монгольского сегмента Трансбайкальской рифтовой зоны (Shcherbakov et al., 2020). Рой расположен между самонам Цагаан-Уул (Хубсугульский аймак) и рекой Дэлгэр-Мурен. Дайки прорывают среднепалеозойский гранитный массив и имеют преимущественно пантеллеритовый и трахитовый составы, в меньшей степени распространены базальтоиды, трахиандезибазальты и наиболее редкие это трахидациты (рис. 1 а). Отсутствие пород трахиандезитового состава, а также преимущественное развитие кислых пород, позволяет

классифицировать эту серию как бимодальную. По соотношению  $FeO_t$  и  $Al_2O_3$ , породы, обладающие самыми высокими содержаниями  $SiO_2$  классифицированы как пантеллериты (Macdonald, 1974) (рис 1 б).

Среди пантеллеритов, следует выделить образец EM-2025, выделяющийся высокими содержаниями Zr (3600 ppm), а также  $\Sigma REE$  (1800 ppm) (рис. 1 в.). Этот образец был отобран из небольшой дайки с простираением параллельным основным крупным дайкам роя. Минеральный состав этого образца был исследован на СЭМ Tescan Mira 3 с EDS приставкой Oxford instruments.



**Рис. 1.** Классификационные  $SiO_2 - Na_2O+K_2O$  (А),  $Al_2O_3 - Fe_2O_3$  (Б) и мультиэлементная (В) диаграммы для пород Цагаан-Уульского дайкового роя. Точки составов: 1 – базальтоиды, 2 – трахиандезибазальты, 3 – трахидациты, 4 – трахиты, 5 – пантеллериты.

Основными минералами вкрапленниками являются амфибол, калиевый полевой шпат (КПШ) и альбит. Амфибол развит в виде крупных вкрапленников и по химическому составу соответствует арфведсониту тогда как более поздние, по порядку кристаллизации амфиболы, обогащенные Ti и Fe, катафориту и рихтериту. Крупные зерна арфведсонита прорастают «иголками» астрофилита и ильменитом, по краям прирастает эгирин отличительной чертой которого являются содержания Zr до 5 мас. %. Амфиболы окружены сростаниями альбита и КПШ. В породе широко развит минерал баффертизит, встречающийся в виде крупных (до 1мм) игольчатых кристаллов, сростающихся с цирконами и с тонкой каймой из пиррофанита и амфибола. Основной минерал-концентратор редкоземельных элементов – монацит. Редко встречается флюорит.

Другие пантеллериты представляют из себя породы с порфировой структурой, главные минералы вкрапленники – амфибол, КПШ и кварц. Амфибол распространен в виде



вкрапленников, в центре которых отмечен ильменит, и котрые имеют кайму эгиринового состава со сростками с мелкими зернами энigmatита. Широко распространены цирконо-силикаты – катаплеит и эльпидит. Минералы концентраторы редкоземельных элементов – апатит и монацит.

Таким образом, в составе исследованной серии пород наблюдается присутствие двух контрастных минеральных ассоциаций. Для большинства пантеллеритов это минеральная ассоциация характерная для агпаитовых пород ( $(K+Na/Al)>1$ ), тогда как EM-2025 обладает минеральной ассоциацией свойственной миаскитовым породам (Marks, Markl, 2017).

*Использовалось оборудование Центра коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН Исследования выполнены по государственному заданию (проект 0284-2021-0007) и при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-55-91049- Mong\_omi).*

#### **Литература:**

Macdonald R. Nomenclature and Petrochemistry of the Peralkaline Oversaturated Extrusive Rocks // Bull. Volcanol. 1974. Т. 38. № 2. С. 498–516.

Marks M.A.W., Markl G. A global review on agpaitic rocks // Earth-Science Rev. 2017. Т. 173. № July. С. 229–258.

Shcherbakov Y.D., Perepelov A.B., Tsyukova S.S. Report on Late Paleozoic bimodal volcanic associations discovered in Northern Mongolian Rift zone // China Geol. 2020. Т. 3. № 3. С. 496–500.

## **МЕЗОЗОЙСКИЙ (151–147 МЛН ЛЕТ) ДАЙКОВЫЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ**

**Яковлева К.Ю.<sup>1</sup>, Фридовский В.Ю.<sup>1</sup>, Верниковская А.Е.<sup>2,3</sup>**

<sup>1</sup>Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия,  
kuyunay94@mail.ru, 710933@list.ru

<sup>2</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия,  
vernikovskayaae@ipgg.sbras.ru

<sup>3</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Изучение дайковых пород западной части Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО), коллизионной структуры северо-восточного обрамления Сибирского кратона (Парфенов, Кузьмин, 2001) направлено на решение ряда дискуссионных вопросов, касающихся, как отнесения их к определенным магматическим комплексам, так и о природе, сопряженного с ними в пространстве оруденения Яно-Колымского золотоносного пояса (ЯКЗП). Исследовались дайковые породы от основного до кислого состава из трех участков ЯКЗП – золоторудных месторождений Мало-Тарынское (участок 1), Тинь-Юрюетэ (участок 2) и Вьюнское (участок 3). Они локализованы в пределах крупных разломов (сутур) Адыча-Тарынского и Чаркы-Индибирского и прорывают терригенные отложения ( $T_3$ - $J_2$ ) Кулар-Нерского и Полоусно-Дебинского террейнов, (Парфенов, Кузьмин, 2001). Дайки, протяженностью от 100 м до 4 км и мощностью от 1 м до 30–40 м, имеют северо-восточное и северо-западное простирание и крутое падение (80–90°) на восток, северо-восток и юго-восток.

Были проведены петрографо-минералогические, изотопно-геохимические и U-Pb геохронологические исследования дайковых пород из трех участков. Изучение минералогического состава пород проводилось с использованием электронного сканирующего микроскопа «Tescan MIRA 3 LMU» (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Силикатный анализ



(65 проб) проведен в ИГАБМ СО РАН (г. Якутск). Определение содержаний трэйс элементов в породах (19 проб) выполнено с помощью масс-спектрометров – квадрупольного Agilent7500ce (Япония) и высокого разрешения Element2 (Германия) в лабораториях ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Изотопный U-Pb анализ цирконов (2 пробы) были выполнены на приборе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

На участке 1 изучались дайка шошонитов и дайка зонального строения. Центральная часть зональной дайки представлена базанитами-тефритами, а краевая – трахиабазальтами. Дайки разбиты малоамплитудными сдвигами. В них проявлены интенсивные вторичные изменения (карбонатизация, хлоритизация, эпидотизация и серицитизация), сохранились лишь реликты породообразующих минералов. Породы имеют флюидальную, массивную текстуру, порфиоровую и порфировидную структуру с гиалопилитовой, интерсертальной и пилотокситовой основной массой. Во вкрапленниках (об. 20–30 %) выделяются реликты зерен оливина (до 0.5 мм), клинопироксена (до 1 мм), участками образующих скопления, и плагиоклаза (до 2 мм). В базанитах плагиоклаз представлен альбитом ( $\text{Na}_2\text{O}=10.9\text{--}11.3$  мас. %), содержащий FeO (0.23–0.49 мас. %), MgO (0.29 мас. %) и  $\text{K}_2\text{O}$  (0.12–0.48 мас. %). В шошонитах во вкрапленниках присутствуют пелитизированные зерна калиевого полевого шпата (до 1 мм). Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и пелитизированных зерен калиевого полевого шпата, вулканического стекла и вторичных минералов (хлорит, серицит, доломит). В этих породах наблюдается широкое разнообразие аксессуарных и рудных минералов, таких как хромит, рутил, монацит цериевой группы, апатит, циркон, пирит, арсенопирит, халькопирит, кобальтин, сульфоарсениды кобальта и никеля.

На участке 2 изучены три дайковых тела, состоящих из трахидолеритов и габбро. В трахидолеритах проявлены интенсивные вторичные изменения – хлоритизация, доломитизация и серицитизация. Сохраняются реликты зерен плагиоклаза (до 0.5 мм), клинопироксена (до 0.5 мм), амфибола (до 0.5 мм) и калиевого полевого шпата (до 0.5 мм). Из аксессуарных минералов встречается рутил с примесью FeO (0.37–1.72 мас. %) и MgO (0.7 мас. %), ассоциирующий со сфеном, а также монацит цериевой группы, апатит.

Главные минералы габбро представлены плагиоклазом (об. 70%), амфиболом (об. 25 %) и клинопироксеном (об. 5 %). Плагиоклаз имеет зональное строение, отвечая составом от анортита и битовнита до олигоклаза и альбита. Амфибол представлен актинолитом, эденитом и магнезиогастингситом. Последние два, являющиеся продуктами контактово-метасоматических преобразований, образуют сростки и имеют повышенное содержание  $\text{Na}+\text{K}>0/5$  ф.ед и  $\text{Ca}_B>1.5$  ф.ед. Авгит имеет повышенное содержание FeO (9.9–21.7 мас. %) и MgO (17.2–18.3 мас. %), и пониженное  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (1.25–4.23 мас. %). Кроме авгита в породе находятся геденбергит и диопсид. Из вторичных минералов в породе установлены хлорит, серицит, кальцит и эпидот. Аксессуарные минералы представлены апатитом, сфеном и рутилом, а рудные – магнетитом.

В районе участка 3 дайки представлены разнообразными породами - базальтами, андезибазальтами, трахиандезибазальтами, андезитами, трахиандезитами, диорит-порфирами, монцодиоритами, дацитами, риодацитами и гранодиорит-порфирами. Среди них установлены дайки зонального строения – андезибазальты-андезиты-дациты, андезибазальты-андезиты-трахиандезиты-диориты-гранодиорит-порфиры. В основных и средних разностях интенсивно проявлены вторичные изменения – карбонатизация, хлоритизация, пелитизация и эпидотизация. В них сохраняются лишь реликты первичных минералов. Они имеют массивную текстуру и порфиоровую структуру с пилотакситовой, гиалопилитовой, офитовой и микролитовой структурой основной массы. Вкрапленники (об. 10–20 %) представлены реликтовыми идиоморфными зернами (до 1–2 мм) клинопироксена и плагиоклаза. В средних разностях встречаются зерна роговой обманки (до 2 мм). В базальтах присутствуют округлые и ромбовидные зерна оливина (до 1 мм) с келифитовой каймой. В





составе основной массы основных и средних пород находятся те же минералы, что и во вкрапленниках, а в трахиандезитах и трахиандезибазальтах присутствует калиевый полевой шпат. Акцессорные и рудные минералы представлены апатитом, рутилом, цирконом, ильменитом, пиритом и магнетитом.

Дациты, риодациты, плагиориодациты и гранодиорит-порфиры имеют массивную текстуру, порфировую и порфировидную структуру с мелкозернистой полнокристаллической, гипидиоморфной и фельзитовой основными массами. Вкрапленники (об. 20-30%) представлены таблитчатыми и изометричными зернами плагиоклаза (длиной до 5 мм) с полисинтетическими двойниками и антипертитовой структурой, прямоугольными и неправильными зернами калиевого полевого шпата (до 2 мм), ксеноморфным кварцем, а также диннопризматической роговой обманкой (длиной до 3 мм) и таблитчатым биотитом (до 1 мм). В риодацитах местами встречаются призматические зерна клинопироксена (размер до 1 мм). Из акцессорных минералов в этих породах присутствуют апатит, циркон, сфен, шпинель, а рудные минералы представлены пиритом, магнетитом и ильменитом.

Дайковые породы имеют широкий разброс содержаний  $\text{SiO}_2$ , варьирующих от 44.2 до 70.5 мас. %,  $\text{K}_2\text{O}$  от 0.55 до 4.06 мас. %, суммы  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$  – от 2.63 до 7.59 мас. %. Они относятся к породам низко- и высококалиевой известково-щелочной и шшонитовой серий (Pecserillo, Taylor, 1976). Дайковые породы из исследуемых трех участков имеют однотипные спектры распределения трэйс элементов, характеризующихся повышенными содержаниями крупноионных литофильных и высокозарядных элементов, таких как K, Rb, Ba, Th, U, сходных с OIB, содержаниями легких РЗЭ близкими к промежуточным между OIB и E-MORB, плоскими распределениями у тяжелых РЗЭ, подобных MORB, и присутствием отрицательных аномалий Ta и Nb.

U-Pb геохронологические исследования цирконов были проведены для дацита и гранодиорит-порфира из зональных даек участка 3. Цирконы (8 зерен) из дацита имеют коричневый и полупрозрачный цвет. Они представлены призматическими зернами (длиной 150-300 мкм) и их обломками. На CL снимках в цирконах наблюдается отчетливая магматическая зональность. Содержание U=342–2983 ppm, Th=100–737 ppm, Th/U=0.17–0.72. Конкордантный U-Pb возраст этой породы составляет  $147.0 \pm 1.3$  млн лет (СКВО 2.1).

Цирконы (9 зерен) из гранодиорит-порфира представлены коричневыми и рыжими, прозрачными и полупрозрачными изометрическими зернами и их обломками, длиной от 150 до 400 мкм. На CL снимках в зернах установлена магматическая зональность, а в некоторых субидиоморфных зернах наблюдается секториальная зональность. Цирконы из этой породы можно разделить на две возрастные группы. Первая группа цирконов содержит U=236–1860, Th=51–372, Th/U=0.13–0.39. Конкордантный возраст цирконов этой группы составляет  $151.5 \pm 1.5$  млн лет (СКВО 0.52), отвечающий времени кристаллизации гранодиорит-порфира. Вторая группа представлена захваченными цирконами с содержаниями U=246, 228 и 597 ppm, Th = 105, 85 и 112 ppm. Отношение Th/U=0.19–0.44. Для них получены древние возрастные дискордантные оценки ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) 1865±21 млн лет, 1829±16 млн лет, 1751±10 млн лет.

Результаты новых U-Pb геохронологических данных для исследуемых даек р-на Вьюнского месторождения, варьирующие от 151.5 до 147 млн лет хорошо согласуются с имеющимися Rb-Sr оценками возраста трахибазальтов из месторождения Мало-Тарынское, попадающих в интервал 162–145 млн лет (Зайцев и др., 2018; Zaitsev et al., 2019)

Результаты комплексных петрографических, геохимических и геохронологических исследований позволяют сделать вывод о вероятности образования дайковых пород основного, среднего и кислого составов, включая шшониты, западной части ВКСО в позднеюрское время в обстановке активной континентальной окраины. Эти породы, вероятно, образовались из смешанного обогащенного и истощенного мантийного источника,



возможно с участием субдукционной компоненты. Впервые полученные U-Pb возрастные данные для цирконов из кислых разностей дайковых пород устанавливают время их формирования в интервале 151.5–147 млн лет. Их внедрение происходило синхронно с позднеюрским этапом коллизии “Сибирский кратон – Колымо-Омолонский супертеррейн”. Последнее подтверждается U-Pb возрастными оценками для цирконов из гранитоидов Главного и Тас-Кыстабытского поясов и тектоническими моделями для изучаемого фрагмента структуры северо-востока Азии (Акинин и др., 2009; Соколов, 2010; Соколов и др., 2015).

*Источники финансирования. Исследование выполнено при финансовой поддержке по плану НИР ИГАБМ СО РАН и РФФИ (проекты 18-45-140040 p\_a; 18-05-00854a).*

#### **Литература:**

Акинин В. В., Прокопьев А. В., Торо Х и др. U-Pb-SHRIMP-возраст Главного батолитового пояса (СВ Азии) // ДАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.

Зайцев А. И., Фридовский В. Ю., Верниковская А. Е., Кудрин М. В., Яковлева К. Ю., Кадильников П. И. Rb-Sr изотопное изучение базитов дайкового комплекса Тарынской рудно-магматической системы (Северо-Восток России) // Отечественная геология. 2018. № 5. С. 50–61.

Парфенов Л. М., Кузьмин М. И. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) // М.: МАИК "Наука Интерпериодика". 2001. 571 с.

Соколов С. Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.

Соколов С. Д., Тучкова М. И., Ганелин А. В., Бондаренуо Г. Е., Лейер П. Тектоника Южно-Ануйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.

Zaitsev A. I., Fridovsky V. Yu., Yakovleva K. Yu. et al. Composition and age of basic dikes in the Nastenka site of the Malo-Tarynskoye orogenic gold deposit (Verkhoyansk-Kolyma folded region, Northeast Russia) // International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM. 2019. V. 19. №.1.1. P. 99–109.

Peccerillo A., Taylor S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. V. 58. P. 63–81.

---

## **ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, P-T УСЛОВИЯ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ПРОЦЕССА АМФИБОЛИЗАЦИИ ЭКЛОГИТОПОДОБНЫХ ПОРОД БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (НА ПРИМЕРЕ ПОРОД Р-НА Г. КУРОПАЧЬЯ)**

**Якушик М.А.<sup>1,2</sup>, Сафонов О.Г.<sup>2,3</sup>, Козловский В.М.<sup>1</sup>, Голунова М.А.<sup>1,2</sup>, Варламов Д.А.<sup>2</sup>, Ван К.В.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, yakush.mihail@yandex.ru

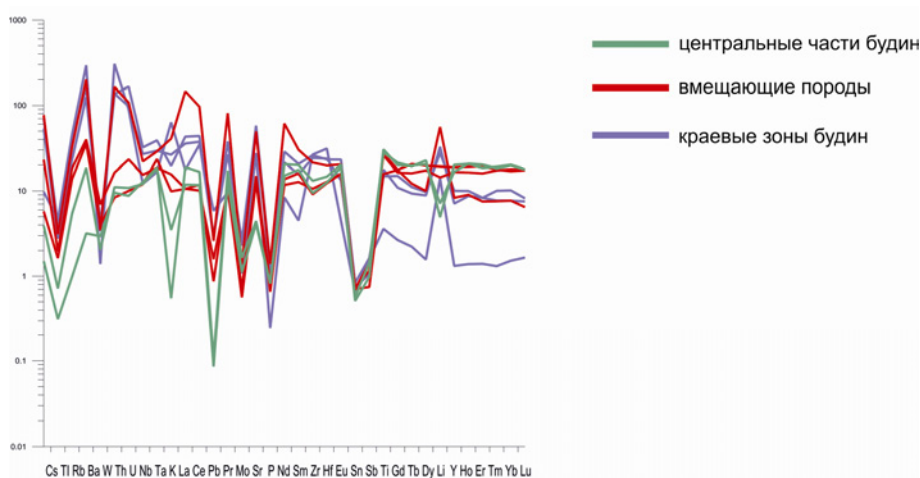
<sup>2</sup> Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия

<sup>3</sup> Московский государственный университет им М.В. Ломоносова, Москва, Россия

История геологического развития докембрийского Беломорского подвижного пояса (БПП), расположенного между Карельским кратоном и Кольской провинцией, включает в себя несколько этапов деформаций и метаморфизма, гранитоидного и базитового магматизма (Слабунов, 2005). Это выразилось в том, что в мигматизированных тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) гнейсах, входящих в состав БПП, совмещены в виде будин породы, имеющие различные протолиты, дометаморфическую историю и степень метаморфизма (Mints et al., 2014; Козловский, 2010). На ряду с будинами эклогитов, в БПП также присутствуют будины эклогитоподобных пород, схожих внешне и по минеральному составу с эклогитами, но в этих телах не фиксируются такие же высокие значения давления.

В районе г. Куропачья в ТТГ гнейсах керетской толщи выявлены пластовые тела эклогитоподобных пород размером до 100 м. Будины сложены мелкозернистыми гранат-амфибол-эпидот-плагноклаз-кварцевыми породами с полосчатостью, выраженной в ориентировке амфибола. Характерной особенностью будин является постепенная смена минеральных ассоциаций от их центров к контактам с вмещающим породами. Наблюдается исчезновение граната и уменьшение содержания амфибола, который сменяется эпидотом.

Спектры РЗЭ пород центральных зон будин близки к N-MORB (McDonough, Sun, 1995), тогда как приконтактные зоны заметно обогащены легкими РЗЭ, что отражает активное взаимодействие с вмещающими гнейсами. При приближении к контактам с вмещающими гнейсами в породах будин заметно возрастают содержания Rb, Ba, Nb, Ta, Pb, Sr, т.е. характерных для гнейсов элементов, а также резко возрастает содержание К. В породах центральных зон будин проявлена отрицательная аномалия Li, тогда как в приконтактной зоне с гнейсом содержание Li резко возрастает (рис. 1).

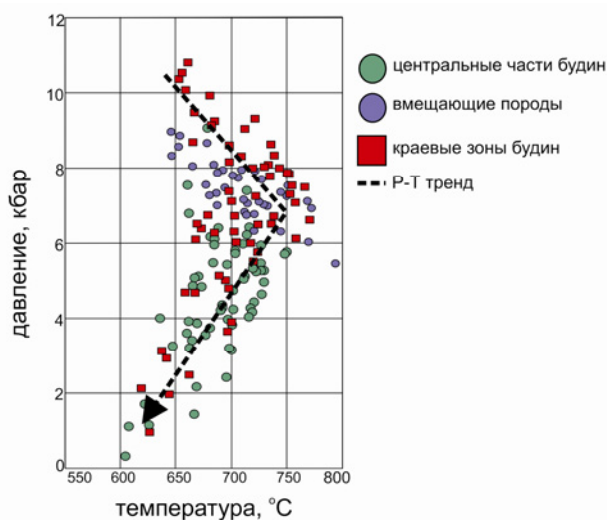


**Рис. 1.** Спайдер-диаграмма малых элементов (нормированы по примитивной мантии) в пробах, отобранных из «эклогитоподобной» будины и вмещающих их ТТГ гнейсов.

Поскольку парагенезис амфибола и плагноклаза является сквозным для всех зон в будине, а также вмещающих гнейсов, для оценки условий ретроградных преобразований использовались равновесия этих минералов (Holland, Blundy, 1994). P-T параметры пика метаморфизма гнейсов составляют ~9 кбар и ~650°C, но с уменьшением давления до ~5.5 кбар значения температуры возрастают до 750-800°C. Максимальные значения P-T параметров, зафиксированные ассоциацией амфибола и плагноклаза в центральных частях будины эклогитоподобной породы, составляют 8 кбар и 650°C, снижаясь до 2–3 кбар и 550–600 °C. В краевых зонах будины пиковые значения P-T параметров составляют ~10 кбар и ~650 °C, понижаясь до значений порядка 2 кбар и 550–650 °C. В P-T тренде, записанном амфибол-плагноклазовыми равновесиями в краевых зонах будины, выделяется интервал давлений 6–9 кбар, характеризующийся повышением температуры до 700–750 °C. Этот участок P-T тренда совпадает с трендом для вмещающих гнейсов, и, по-видимому, соответствует условиям, при которых будин и гнейсы взаимодействовали (рис. 2).

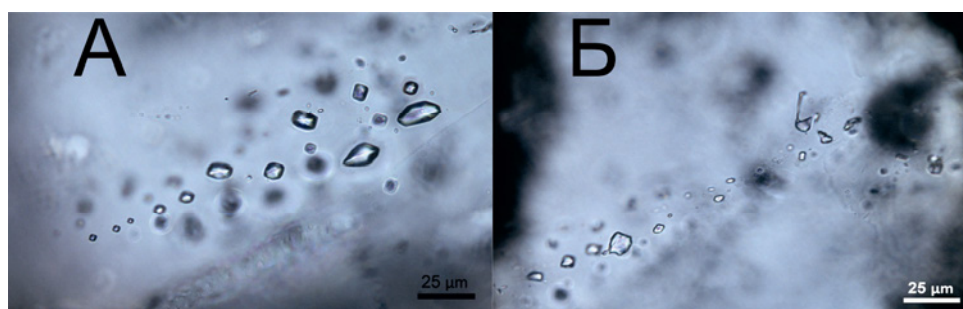
В кварцах центральной зоны будины присутствуют углекислотные и водно-солевые включения. Углекислотные включения представлены псевдотричными разностями (маркируют трещины, не выходящим за пределы зерен), размером порядка 10–15 мкм, в форме негативного кристалла, иногда неправильной. Гомогенизация CO<sub>2</sub> во включениях в жидкую фазу происходит при температурах 1.8–10.9°C. Плотность включений варьирует от

0.916 до 0.854 г/см<sup>3</sup>, а температуры плавления в интервале -57.5°C до -58.2°C<sup>o</sup> указывают на присутствие дополнительных компонентов (вероятно CH<sub>4</sub>).



**Рис. 2.** Сопоставление результатов геотермобарометрии по амфибол-плагиоклазовому равновесию.

Водно-солевые включения размером 10–15 мкм, а иногда порядка 25 мкм, светлые, плоские, неправильной формы с оттянутыми концами и признаками расшнуровывания. Реже встречаются изометричные, слегка вытянутые мелкие ( $\leq 10$  мкм) включения. Во всех случаях они концентрируются вдоль залеченных трещин (псевдотричные). Начальная температура плавления включений от -78.8 до -78°C указывает на вероятное присутствие в растворах LiCl, MgCl<sub>2</sub>, CaCl<sub>2</sub>, KCl, а конечная температура плавления от -19.3°C до -3°C соответствует концентрациям солей 22.16–4.94 мас. % NaCl экв. (рис. 3). В минералах краевых частей будины и во вмещающих гнейсах также присутствуют водно-солевые включения. Однако они существенно меньшего размера и не поддаются исследованию.



**Рис. 3.** А) Микрофотография первично-вторичных углекислотных включений в кварце. Б) Микрофотография первично-вторичных водно-солевых включений в кварце.

Сопоставление P-T, полученных на основе амфибол-плагиоклазового равновесия, и геохимических данных для будин и вмещающих гнейсов, показывает, что амфиболизация данных пород протекала с активным взаимодействием с вмещающими гнейсами. Исследование флюидных включений показывает, что источником флюида и преобразований, связанных с ним, могут являться сами будины эклогитов.

*Работа выполнена в рамках базовой темы НИР №\_ГЗ 0136-2018-0029\_ ИГЕМ РАН и темы НИР АААА-А18-118020590148-3 ИЭМ РАН*

### Литература:

Слабунов А. И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита в архее. 2005.

Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry //Contributions to mineralogy and petrology.1994. V. 116. №. 4. P. 433–447.

Mints M. V., Dokukina K. A., Konilov A. N. The Meso-Neoproterozoic Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution //Gondwana Research.2014.V 25. №. 2. P. 561–584.

McDonough W. F., Sun S. S. The composition of the Earth //Chemical geology. 1995. Т. 120. №. 3–4. С. 223–253.

Bakker R.J. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties // Chem. Geol. 2003. V. 194. P. 3–23.

Duan Z., Møller N., Weare, J.H. Molecular dynamics simulation of PVT properties of geological fluids and a general equation of state of nonpolar and weakly polar gases up to 2000 K and 20,000 bar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 3839–3845.

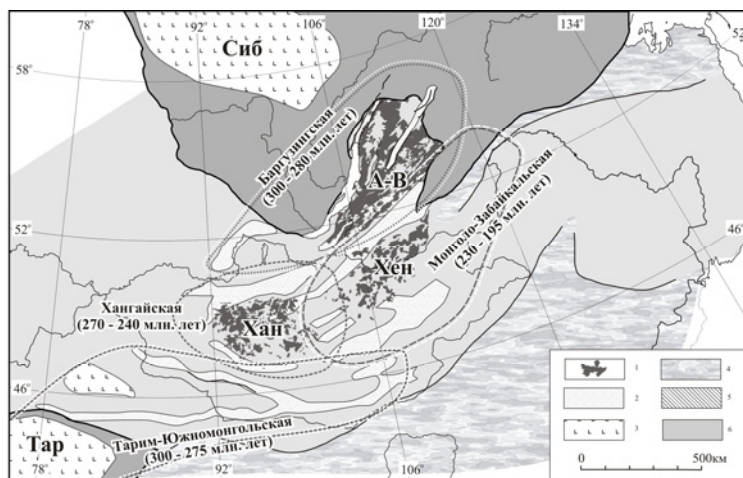
## ГИГАНТСКИЕ БАТОЛИТЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА: ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗОТОПНЫХ (Nd, Pb) И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

**Ярмолюк В.В.<sup>1</sup>, Козловский А.М.<sup>1</sup>, Саватенков В.М.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

В строении Центрально-Азиатского складчатого пояса выделяется ряд гигантских батолитов (Ангаро-Витимский, Хангайский и Хэнтэй-Даурский), возникших в сходных геологических условиях в интервале между 300 и 200 млн лет (рис. 1). Для них характерны сравнительно узкие диапазоны формирования (~20–30 млн лет); соразмеримые объемы (~ 1000000 км<sup>3</sup>); разнообразие составов пород, варьирующих от тоналитов и гранодиоритов до щелочных гранитов и сиенитов; широкое развитие синплутонических интрузий базитов; положение в центре зональных магматических ареалов, внешние зоны которых формировались под влиянием рифтогенных процессов.



**Рис. 1.** Позднепалеозойские – раннемезозойские крупные магматические провинции Сибири и Центрально-Азиатского складчатого пояса. Трапповые области: Тар – Таримская, Сиб – Сибирская; батолиты: А-В – Ангаро-Витимский, Хан – Хангайский, Хен – Хэнтэй-Даурский.



Геологическая позиция батолитов определяется приуроченностью к молодым складчатым областям, что поднимает вопрос о природе столь масштабного плавления коры. Ответ на него строится на основе результатов изотопно-геохимических исследований Хангайского батолита.

*Хангайский батолит* является крупнейшим (> 150 тыс. км<sup>2</sup>) скоплением гранитных плутонов, возникших в Центральной Азии в поздней перми – раннем триасе в интервале времени между 270 и 240 млн лет назад. Батолит образует ядро более крупной Хангайской зонально построенной магматической области. В ее строении батолит обрамляется рифтовыми зонами с характерным для них магматизмом.

Батолит возник в пределах Хангайской группы докембрийских террейнов, включающей блоки раннедокембрийской коры (Дзабханский и Тарбагатайский), а также ранне- и позднепротерозойские комплексы Сонгинского блока. Осевая зона этой группы террейнов осложнена Хангайским позднепалеозойским прогибом. В строении батолита участвуют граниты нормального ряда щелочности, субщелочные граниты, более редкие щелочные граниты. Породы основного состава представлены синплутоническими телами, нередко с минглинговыми границами. В рифтовом обрамлении батолита развиты бимодальные базальт-трахириолитовые (комендитовые) ассоциации, а также массивы щелочных гранитоидов.

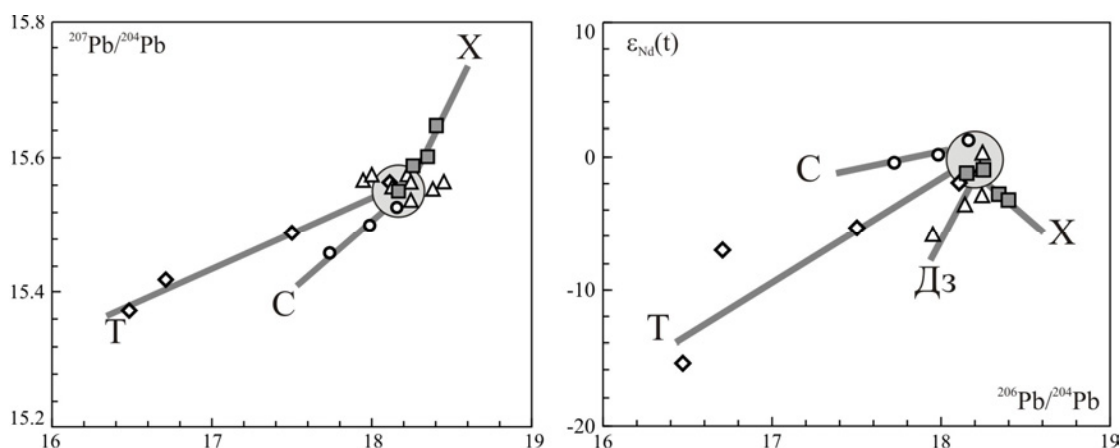
Геохимические характеристики большинства гранитоидов имеют сходство с составом континентальной коры. Гранитоиды рифтовых зон выделяются высокими содержаниями большинства микроэлементов. Субщелочные гранитоиды батолита (гранитоиды А-типа), обладающие повышенными значениями коэффициента агпаитности, имеют промежуточные характеристики между типичными гранитоидами батолита и гранитоидами рифтовых зон. Базиты рифтовых зон и, прежде всего, высоко-Тi базальты близки к базальтами OIB типа.

Геологические характеристики, а также результаты изотопно-геохимических исследований свидетельствуют об участии в образовании зонального магматического ареала как вмещающей континентальной коры, так и мантийных магм из зон рифтогенеза. Коровые субстраты плавления характеризуются неоднородностью изотопных составов Pb и Nd, связанной с их возрастными различиями.

*Источники магматизма (Nd изотопная систематика).* Изотопные составы Nd пород рифтовых зон и синплутонических базитов батолита тяготеют к диапазону  $\epsilon_{Nd}(260) = -1 - +3$ . Высоко-Тi базальты группируются вблизи величины  $\epsilon_{Nd}(260) = +1 - +2$ , отражающей состав мантийного источника магматизма. Параметры коры, вмещающей граниты, определяются значениями  $\epsilon_{Nd}(260) = -3 - -20$  и варьируют в зависимости от ее принадлежности тому или иному террейну. Гранитоиды батолита характеризуется составами промежуточными между составами вмещающей их коры и составом мантийного источника, что свидетельствует об их образовании в результате взаимодействия мантийных и коровых источников.

*Источники магматизма (Pb изотопная систематика).* Pb-Pb изотопные составы гранитов Хангайского батолита варьируют в зависимости от принадлежности пород тому или иному блоку Хангайской группы террейнов (рис. 2). На изотопных диаграммах  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  фигуративные точки образуют тренды, свидетельствующие об участии в их образовании коровых источников с разной геологической историей, а также ювенильного источника. Корреляция изотопных составов Pb и Nd показывает, что коровые источники гранитов характеризуются менее радиогенным изотопным составом Pb, а ювенильный более радиогенным. При этом параметры корового источника согласуются с модельными составами нижней коры (по модели Крамерса и Толстихина), определяемыми временем ее образования. Так, в образовании гранитоидов Тарбагатайского блока участвовала кора с изотопными характеристиками, соответствующими 2.5 млрд лет, источником гранитоидов Сонгинского блока стала нижняя

кора, образовавшаяся 800 млн лет назад. Рb изотопная система нижней коры Дзабханского микроконтинента была сформирована в результате ряда корообразующих процессов, которые протекали на рубежах 2.5, 1.9, 0.7 и 0.5 млрд лет. В гранитоидах Хангайского прогиба ювенильный ( $\epsilon_{Nd} > 0$ ) источник имеет менее радиогенный состав Рb по сравнению с коровым. Это позволило говорить, что кора Хангайского прогиба к моменту формирования батолита еще не испытала дифференциации на верхнюю и нижнюю.



**Рис. 2.** Корреляция изотопного состава Рb и Nd гранитоидов Хангайского батолита. Тектонические блоки: С – Сонгинский, Т – Тарбагатайский, Дз – Дзабханский, Х – Хангайский прогиб. Область пересечения трендов составов (светло-серое поле) характеризует изотопные параметры ювенильного источника Хангайского батолита.

Определены параметры ювенильного источника Хангайского батолита. На графике  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - \epsilon_{\text{Nd}}(260)$  он выделяется благодаря пересечению трендов вариаций составов гранитов из разных участков Хангайской группы террейнов. Его изотопные параметры:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18.1$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 15.5$  и  $\square_{\text{Nd}} \sim +2$  соответствуют обогащенной мантии, обладающей более высоким отношением U/Pb и более низким отношением Sm/Nd по сравнению с деплетированной мантией.

*Образование гигантских батолитов* стало особенностью развития активной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента в позднем палеозое и раннем мезозое. В то же время их связь с процессами рифтогенеза свидетельствует об участии в их формировании мантийных плюмов, которые, согласно изотопным данным несли характеристики обогащенной мантии. Предполагается, что столь масштабное и столь специфичное батолитообразование последовало за перекрытием активной континентальной окраиной позднепалеозойского Сибирского континента ряда горячих точек Палеоазиатского океана. В результате возникла крупнейшая анорогенная магматическая провинция, включавшая, помимо батолитов, трапповые области Тарима и Джунгарии и Центрально-Азиатскую рифтовую систему. Батолиты являются элементами ее структуры. Предполагается, что мантийные плюмы служили источником для пород щелочнобазитовых и щелочносалических ассоциаций в различных участках краевой части континента. В участках, подверженных стрессовым воздействиям, которые типичны для активных окраин, мантийные расплавы не поднимались выше низов коры. Их тепловое воздействие вызывало анатексис коры и, в конечном итоге, определяло образование батолитов.

*Работа выполнена в рамках проекта FMMN-2021-0006.*



## PRE-ERUPTIVE PROCESS AT BEZYMIANNY VOLCANO, KAMCHATKA PRIOR TO THE 20<sup>TH</sup> DECEMBER 2017 ERUPTION: INSIGHTS FROM PETROLOGICAL DATA

*Davydova V.O.<sup>1</sup>, Shcherbakov V.D.<sup>1</sup>, Plechov P.Yu.<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup>*Lomonosov Moscow State University, Geological Departments, Moscow, Russia, vestadav@gmail.com*

<sup>2</sup>*Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia*

Explosive eruptions are commonly preceded by magma transport in plumbing systems accompanied by complex processes in a lava dome and volcanic vent. The last-named frequently defining a style of eruptions and often are the source of noxious to human health substances (like silica microparticles). Here we considered the 20th December 2017 eruption of Bezymianny volcano with detailed petrological investigations of fresh eruption products, including all set – from deep mafic enclaves to subareal rocks from the plug and volcanic conduit, and completed by seismic tomography data.

We use petrography (assemblage, morphology, composition of minerals and matrix glasses; stability of some phases), geothermobarometry (amphibole geobarometry, two pyroxene geothermometry, and magnetite-ilmenite oxybarometry), and geochemical data to reconstruct changes in the magma plumbing system before the eruption. The eruptive products are various and represented by three different types of host rocks and several groups of mafic enclaves. Minerals zoning, geothermobarometry, and geophysical data suggest that ascent magma from ~8–9 km to the subsurface chamber (~1 km) and the following eruption preceded by magma and fluid ascent from mid-crustal level (15–20 km) approximately 50 days before the eruption. Around the same time (end of September), the effusive activity of Bezymianny was breaking, and a plug formed in the lava dome's upper part. Plug mark by typical lava-dome groundmass structure; this rocks also contain magmatic and vapor cristobalite. The high crystallinity of groundmass and vesicles clodding by vapor cristobalite led to changing fluid flow movement and forming a relatively crystallinity area (near 69 %) in the magmatic conduit below the plug. Slow crystallization in this area formed silicic (78 % SiO<sub>2</sub>), which produced magmatic tridymite.

*This research was conducted at the Laboratory of Analytical Techniques of High Spatial Resolution and at the micro-Raman Laboratory, Department of Petrology, Moscow State University. The purchase of the microprobe and micro-Raman spectrometer was financially supported by the Program for Development MSU. Authors acknowledge support the Russian Foundation for Basic Research for funding by (19-05-00101).*

---

## MINERALOGICAL CHARACTERISTIC AND TRACE ELEMENTS PARTITIONING IN PERALKALINE ROCKS FROM SVIDNYA PLUTON, BULGARIA

*Dyulgerov Momchil*

*Sofia University "St. Kliment Ohridski", Tzar Osvoboditel 15, 1504 Sofia; momchil@gea.uni-sofia.bg*

The Svidnya pluton outcrops in the Western Stara Planina (Balkan) Mountains as small stock-like and dyke-like intrusions. It is small (2.5 km<sup>2</sup>) intrusive body of Variscan age that displays pronounced potassic-alkaline affinity with strong incompatible elements enrichment. Despite its small size Svidnya pluton is strongly differentiated. Several facial varieties are presented with gradual transition between them; they range from clinopyroxene and biotite-bearing melasyenite to quartz syenites and granites. The magmatic activity terminates with introduction of strongly peralkaline porphyritic dykes with syenite and granite. The host rock shales provided an impermeable screen that disabled the fluids separation from the crystallizing magma. This resulted





in a high fluid concentration in the magma chamber at the final stages, which predetermined abundant late to post magmatic fluid induced processes: pegmatoids formations, strongly peralkaline dykes formation and o metasomatic trails overprinted on plutonic rocks.

The dykes of peralkaline syenites and granite porphyries characterize with sharp intrusive contacts with host magmatic rocks and width between 10 and 50 cm. They are composed of potassium feldspar, quartz, aegirine or aegirine-augite and amphibole. The metasomatic zones are imposed on all rock types as trails or form networks of late-stage aegirines and quartz in syenite and granite porphyries. They usually present very irregular trails of minerals with parts enriched in quartz-feldspar or in aegirine. In the later zones aegirines sometimes form dense monomineral aggregates of felt crystals. Amphiboles are rare. The pegmatoids appear as two main types:

- as dykes possessing sharp contacts with host rocks. They display zonal distribution of minerals with salbands composed of mafic minerals (amphibole and aegirine) growing perpendicular to the contact plane, and inner zones composed dominantly of potassium feldspar and quartz (aegirine and amphibole are scarce). The texture of the rock is coarse grained, with crystals reaching up to 2–3 cm. Thickness of these dykes is up to 20–30 cm.

- as local segregations with rapid transition toward the host rocks. These represent pegmatoid zones with extremely variable textures and composition. Two main types can be remarked - one has leucocrate composition and blob and pocket-like shapes with dimension usually between 5 and 20 cm. The second one represents mafic segregations composed of amphiboles (up to 2–4 cm) with minor quartz and feldspar. The texture of these zones and segregations is coarse grained.

The pegmatoid formations are most widespread. They usually appear in the middle and upper parts in the presumed magma chambers (in the sense of Dyulgerov and Platevoet, 2013) within the Aeg-Au + Amph Syenite and Quartzsyenite. Minerals from all rock-types present limited variation and their composition can be systemized as follows.

#### *Feldspars*

Potassium feldspar presents in all described varieties. It characterizes with limited evolution with  $Or_{98-85}$  and  $Ab_{2-15}$ , and low Ba and Sr contents. Very rare are albite-rich zones in potassium feldspar probably result of very late-stage fluid infiltration. Barium, rubidium, strontium and cesium have moderate contents with up to 1.5 wt % BaO, 600 ppm Rb, 20 ppm Sr and 25 ppm Cs. RE elements are below the detection limits of ICP-MS and EMPA.

#### *Amphibole*

Amphibole is ubiquitous mineral and display narrow compositional variation. In peralkaline syenites and granite porphyries it is richterite and magnesio-arfvedsonite (mainly). It is enriched in Li (300 ppm) and Zn (300–2000 ppm) and have moderate to low fluorine content (0.5–0.9 wt. %). Yttrium and niobium vary between 8–12 ppm (Y) and 50–80 ppm (Nb).

Amphibole from pegmatoid is magnesio-arfvedsonites with marked Ti enrichment with up to and 3 wt %  $TiO_2$ . Trace elements contents are lower than those observed in porphyritic dykes and they vary as follows: 50–200 ppm for Li, 3–5 ppm (Y) and 10–60 ppm (Nb). Fluorine and chlorine contents is negligible thus OH is the main fluid in the amphiboles from pegmatoid zones.

Amphiboles from hydrothermally altered zones are rare, they usually appear as small crystal developed on clinopyroxen and forming sieve texture. They present marked enrichment in  $Fe^{3+}$  and lowest contents of Li, Nb, Zr, and Y among the amphiboles from the studied zones.

#### *Pyroxene*

Pyroxenes from studied rocks are aegirines with limited presence of aegirines-augites in the core of the crystals. Pyroxenes from peralkaline porphyritic dykes are aegirine-augite to aegirine. Concomitant with sodium enrichment in pyroxenes Zr, Ti and REE contents also increase (up to 1.14 wt %  $ZrO_2$ , 4.5 wt %  $TiO_2$ , and 140 ppm  $\Sigma REE$ ). Pyroxene from pegmatoids is aegirine-augite to aegirine with moderate Ti enrichment (2–4 wt %  $TiO_2$ ). They characterize with lower Zr and



REE contents than pyroxenes from porphyritic dykes (0.1–0.4 wt %  $ZrO_2$  and 20–100 ppm  $\Sigma REE$  respectively).

Pyroxenes from hydrothermally altered zones are aegirines with marked difference in the composition. Their titanium content is up to 6.5 wt%  $TiO_2$ , whereas zirconium and lanthanides are between 0.1–0.5 wt %  $ZrO_2$  and 13–90 ppm  $\Sigma REE$  respectively.

#### *Apatite*

Apatite is the most common accessory phase in dyke porphyries and in pegmatoids. In the later it could reach 0.5 cm; in melanocratic varieties it can be considered as rock-forming mineral. In hydrothermally altered zones it is relatively scarce. In all studied rocks apatite is F-dominant, with marked compositional variation. In dyke porphyries apatite enriched in strontium and especially in lanthanides with up to 4 wt %  $SrO_2$  and up to 3 wt %  $\Sigma REE$ . In pegmatoid formations apatite is Sr-rich (up to 8 wt %  $SrO_2$ ), but REE contents do not exceed 2 wt %  $\Sigma REE$ .

#### *Zircon*

Zircon is frequent accessory phase in all studied rocks. In syenites and granite porphyries zircon is very Th and U-rich, with up to 14000 ppm Th and 13700 ppm U. These zircons also characterize with very high Y (up to 5000 ppm) and REE (up to 3600 ppm  $\Sigma REE$ ), with strong enrichment in HREE. Zircons from metasomatic zones display variable texture: they appear as clear or dark (brownish) crystals and this feature is accompanied with distinct difference in their compositions. Clear zircons have lower Th, U,  $\Sigma REE$  and Nb contents, but present steep trend of HREE enrichment. Dark zircons are very rich in Th – U (up to 8000 ppm each), Y (up to 900 ppm) and REE (1800 ppm). They present less fractionated trend of HREE enrichment. Their Raman patterns imply on the significant metamictization due to the radioactive decay of U and Th.

The mineral particularities in the studied rocks show that in spite of the different type of emplacement (as dykes, irregular trails or pocket-like segregations) the late-stage magmatic activity shears some common features:

1. the mafic minerals reflects the strong peralkaline character of the residual fluids with pronounced sodic enrichment,
2. water is the main fluid during late-stage crystallization. Fluorine and chlorine have minor amount as F is allocated only in apatite, whereas Cl in rare baotite.

The strong enrichment in incompatible trace elements of late-stage magmatic fluids resulted in peculiar composition of rock-forming minerals - aegirines are enriched in Ti and Zr, potassium feldspar in Ba. Accessory phases apatite and zircon present specific compositions. Zirconium is enriched in Th, U, HREE and Nb; apatite has important Sr, F and REE. Mass balance calculations show that apatite/zircon or rare baotite cannot be the only REE, Th, U, Nb-Ta carrier in the rocks and other accessory phases should be expected in the rocks.

*Acknowledgements: The financial support provided by the NSF (Ministry of Education and Science of Bulgaria) through DH 14/8 project is acknowledged.*

---

## TEACHING PETROLOGY AT THE MONGOLIAN UNIVERSITY OF SCIENCE AND TECHNOLOGY

***Gerel O.***

*Geoscience Center, Mongolian University of Science & Technology, Ulaanbaatar, Mongolia.  
gerel@must.edu.mn*

Petrology is one of the key courses in the geology curriculum together with General Geology, Paleontology, Mineralogy and Structural Geology. The main factors that influenced the development of petrology in the past 30 years are: (1) the theory of plate tectonics; (2) high



resolution new analytical methods; (3) new experimental data on the crust and mantle composition and structure.

The Higher Education reform took place in Mongolia in the 90th of the last century, made a progressive change in Earth Science education. The major requirement was oriented to improving the quality of teaching, to changing passive teaching with more interactive, attractive and informative forms of education, extremely important in Earth Science. Traditional teaching used in the Applied Geology Course at the Mongolian University of Science and Technology included lessons, laboratory work, long-term field practice, work in mapping teams and mining companies, which had gives knowledge of mapping, prospecting and exploration of mineral deposits where petrography analysis was essential. Developing a number of European Community and Canadian International Development Agency (CIDA) projects helped to change the traditional style to student-centered teaching. Three levels of education: Bachelor, Master and PhD were accepted since 1996, and it provides the best opportunity for continuing study. Student-centered education helps to develop active study and thinking, and tests for assessing student knowledge (Gerel, 2009). The development of a new curriculum improved the structure of active learning, studio-style work developed in the classroom for petrology is very important for group work, students try to do class presentations. Remarkable progress has been achieved in Geoscience education during the past 25 years. Major contributions have been made with respect to (1) teaching with an emphasis on student-centered, active learning; (2) integration of research, education and industry; (3) use of visualizations and animations in the classroom, laboratory, and field; (4) important role of the department, support of professional societies; (5) international cooperation and participation in the number of innovation programs (Gerel, Munkhtsengel, 2015).

Petrology plays an important role in the geology curriculum, introducing students to the skills needed to investigate and interpret igneous and metamorphic rocks that form the bulk of the earth's interior. Central concepts in petrology courses typically include chemical differentiation of Earth, the role of igneous and metamorphic processes in the Earth system, and the distribution of rocks in a variety of tectonic settings. Students receive first knowledge in petrology as an overview of plate tectonics processes, introducing igneous, metamorphic and sedimentary rocks within rock circle, continue by Igneous and Metamorphic Petrology and Sedimentology courses studying rock mineralogical and chemical composition, structure, texture, distribution and origin. Next level Petrology Course describing igneous and metamorphic rocks within the context of plate tectonics showing the formation of rocks in a mid-ocean ridge, subduction zone and within plate environments including hotspot and LIP magmatism. The next advanced course Plate Tectonics and Magmatism for Master students integrates plate tectonics, deep mantle structure and composition, mantle plume, magmatism and ore deposits formed in the different environments sharing teaching materials from workshop site Teaching Petrology in the 21<sup>st</sup> century (<http://serc.carleton.edu/NAGTWorkshops/petrology03>)

This site contains a collection of over 200 digital resources that support teaching petrology, including the development of rock suites, modeling and databases, experiments in petrology, phase equilibria, and geodynamic petrology.

The quality of teaching and the professional level of faculties has improved. We re-examined curricula (Bachelor, Master, and PhD) for teaching geology as Earth System Science. Today Earth System Science is proposed as the new revolution in the approach to geology curriculum. The goal of Earth System Science is to obtain a scientific understanding of the entire Earth System on a global scale by describing how its component parts and their interactions have evolved, how they function, and how they may be expected to continue to evolve at all time scales. Mongolian University of Science & Technology became a member of the CDIO Initiative (Conceive-Design-Implement-Operate) an innovative educational framework for producing the next generation of engineers. The CDIO concept was incorporated in the course structure. The transition from



traditional theoretical and topical courses to interdisciplinary and practically oriented courses poses special demands on teachers, among these, are more complex and important coordination among different course elements as well as the adaption of the curriculum. University's Master Plan provides a very attractive way to modernize undergraduate and graduate education in Earth Sciences.

#### References:

- Gerel O. Geoscience education: present and future // *Mongolian Geoscientist*, 2009. 34, p. 22-28 (In Mongolian)  
Gerel O., Munkhtsengel B. Geoscience education // *Geology*, 2015. 28.p. 222-233 (In Mongolian)  
Teaching petrology in the 21<sup>st</sup> Century. <http://serc.carleton.edu/NAGTWorkshops/petrology03>

### MESOZOIC RARE METAL MAGMATISM OF THE MONGOL-OKHOTSK BELT

*Gerel O.<sup>1</sup>, Odgerel D.<sup>2</sup>, Antipin V.S.<sup>3</sup>, Perepelov A.B.<sup>3</sup>*

<sup>1</sup>*Geoscience Center, Mongolian University of Science & Technology, Ulaanbaatar, Mongolia,  
gerel@must.edu.mn*

<sup>2</sup>*Institute of Geology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar, Mongolia,  
odgerel.dashdorjgochoo@gmail.com*

<sup>3</sup>*Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia,  
vant@igc.irk.ru; alper@igc.irk.ru*

The Mongol-Okhotsk Belt (MOB) is a large Late Paleozoic- Mesozoic orogenic structure formed during progressive closure of the Paleozoic Mongol- Okhotsk Ocean. After the collision of the Siberian and North China cratons, north-central Mongolia and an adjoining part of southern Siberia (eastern Transbaikalia) witnessed, during the Late Permian to Early Jurassic, large, concentrically zoned magmatic structures have formed. One of these magmatic structures is the Khentei Batholith surrounded by rift zones. The batholith is composed of numerous Mesozoic plutons, which were emplaced between 230 and 180 Ma (Yarmolyuk et al., 2013). The individual plutons vary in composition from granodiorite to leucogranite with minor amounts of gabbro and diorite and small bodies of Li-F-rich granite occurring along the margins of the batholith. The rift zones consist of horsts, grabens, and depressions containing Upper Permian to Upper Triassic clastic sedimentary rocks and bimodal volcanic suites (Yarmolyuk et al., 2002) and Mesozoic granitic plutons (Dostal et al., 2015; Antipin et al., 2016). The age of the plutons of the rift zones ranges typically between 221 and 186 Ma (Yarmolyuk et al., 2002; Dostal et al., 2014), and granodiorites emplaced between 270 and 240 Ma (Yarmolyuk et al., 2013). Granites are fractionated, silica-rich, high K calc-alkaline to alkaline, predominantly peraluminous, enriched in Cs, Rb, U, and Th, and depleted in Ba, Sr, Eu, and Nb. Depletion in Nb very characteristic for volcanic arc magma reflects reworked crust and upper mantle during subduction and accretion processes. The initial isotopic ratios and  $\epsilon\text{Nd}(t)$  values of pluton with tungsten mineralization are close to chondritic values (0 to +0.8), indicating that they were derived from a reservoir with a long-term history of near-chondritic Sm-Nd values (Dostal et al., 2020). The values are similar to those of Jahn et al. (2009) for the Early Mesozoic A-type granitoid rocks from this part of the CAO (0 to +4) and are within the range of the granitoid of the Khentei batholith (+2 to -4; Yarmolyuk et al., 2013). The Nd model ages (TDM) ranging from 650 to 1100 Ma suggests a Neoproterozoic source. Alkaline granites in rift zones were formed by the partial melting of underplated Neoproterozoic mildly alkaline basalts in the lower crust, followed by fractional crystallization (Dostal et al., 2015).

To evaluate the differences between the granitic rocks in the margins of the Khentei batholith, and those of the rift zones and a contrast between the ore-bearing and barren granites implies that



the granites hosting rare metal mineralization required a distinct crustal source enriched in these elements, a high degree of fractionation, and involvement of fluorine-rich fluids (Gerel, 2021). There are different tectonic models to explain the origin of granitic rocks: (1) delamination of the lower lithosphere, (2) thinning of the lithosphere during rifting, and (3) raising of a mantle plume that are still under discussion (Yarmolyuk and Kuzmin, 2011; Donskaya et al., 2013; Li et al., 2013).

The emplacement of the A2-type granitic plutons of the Khentei batholith and of the surrounding rift zones is related to rifting and partial melting. The origin of the granitic rocks requires a heat source to produce an elevated temperature. We favor the mantle plume as the heat source for magmatic activities in the area as it explains well the spatial and temporal variations in Eastern Mongolia and Transbaikalia, particularly the eastward movement of large-scale magmatism over time. Mongolian plume of Kuzmin et al., 2010; Yarmolyuk and Kuzmin, 2011) is supported by paleomagnetic data (Kuzmin et al., 2010).

The plume model can also account for the zonal arrangement of the Khentei magmatic center ranging from granites and granodiorites in the core of the batholith through Li-F-rich granites along the margin of the batholith (either within or just outside of the batholith) and finally to alkaline and peralkaline lavas and alkaline granitoid intrusions in the outer margin of the rifts (Yarmolyuk and Kuzmin, 2011). A larger degree of melting that took place at a shallower depth above the core of the magmatic center generated granites, while a deeper and smaller degree of melting took place at the margins and produced alkaline and peralkaline rocks.

*The study was supported by grant 20-55-44002-Mong\_a from the Russian Foundation for Basic Research.*

#### References:

- Antipin V., Gerel O., Perepelov A., Odgerel D., and Zolboo T. Late Paleozoic and Early Mesozoic rare-metal granites in Central Mongolia and Baikal region: review of geochemistry, possible magma sources and related mineralization. // *J. Geosci.* 2016. 61. P.105–125. doi: 10.3190/jgeosci.211
- Gerel O. Rare Metals: Tin, Tungsten, Molybdenum, Lithium, Tantalum, and Niobium Deposits. In: *Mineral Resources of Mongolia, 2021.* P.129-184. DOI: [http://10.1007/978-981-15-5943-3\\_5](http://10.1007/978-981-15-5943-3_5)
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M. and Ivanov A.V. Late Paleozoic - Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean. // *J. Asian Earth Sci.* 2013. 62. P. 79–97. doi: 10.1016/j.jseaes.2012.07.023
- Dostal J., Svojtka M., Gerel O., Corney R. Early Jurassic Rare Metal Granitic Pluton of the Central Asian Orogenic Belt in North-Central Mongolia: Tungsten Mineralization, Geochronology, Petrogenesis and Tectonic Implications. *Front. Earth Sci.*, 07 August 2020 |<https://doi.org/10.3389/feart.2020.00242>
- Dostal J., Owen J.V., Shellnutt J.G., Keppie J.D., Gerel O. and Corney R. Petrogenesis of the Triassic Bayan-Ulan alkaline granitic pluton in the North Gobi rift of central Mongolia: implications for the evolution of the Early Mesozoic granitoid magmatism in the Central Asian Orogenic Belt / // *J. Asian Earth Sci.* 2015.109. P. 50–62. doi: 10.1016/j.jseaes.2015.04.021
- Dostal J., Owen, J.V., Gerel O., Keppie J.D., Corney R., Shellnutt J.G. et al. The 186 Ma Dashibalbar alkaline granitoid pluton in the North-Gobi rift of Central Mongolia: evidence for melting of Neoproterozoic basement above a plume // *Am. J. Sci.* 2014. 314. P. 613–648. doi: 10.2475/02.2014.06
- Kuzmin M.I, Yarmolyuk V.V. and Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth Sci. Rev.* 2010.102. P. 29–59. doi: 10.1016/j.earscirev.2010.06.004
- Li S., Wang T., Wilde S. A., and Tong Y. Evolution, source and tectonic significance of Early Mesozoic granitoid magmatism in the Central Asian Orogenic Belt (central segment) // *Earth Sci. Rev.* 2013. 126. P. 206–234. doi: 10.1016/j.earscirev.2013.06.001
- Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zandvilevich A.N. and Rechow M. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt: evolution, petrogenesis and tectonic significance // *Lithos* 2009.113. P. 521–539. doi: 10.1016/j.lithos.2009.06.015



Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Bibikova E.V., Kovach V.P., et al. The age of the Khangai batholith and the problem of batholith formation in Central Asia // *Doklady Earth Sci.* 2008. 423. P. 1223–1228. doi: 10.1134/s1028334x08080096

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Salnikova E.B., Budnikov S.V., Kovach V.P., Kotov A.B. et al. Tectono-magmatic zoning, magma sources, and geodynamic of the Early Mesozoic Mongolo-Transbaikalian magmatic area // *Geotectonics.* 2002. V. 36. P. 293–311.

Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I. Rifting and Silicic Large Igneous Provinces of the Late Paleozoic - Early Mesozoic in the Central Asia: Large Igneous Provinces Commission // 2011. Available online at: <http://www.largeigneousprovinces.org/11dec> (accessed January 15, 2020).

Yarmolyuk V.V. and Kuzmin M.I. Late Paleozoic and Early Mesozoic rare-metal magmatism of Central Asia: stages, provinces, and formation settings // *Ore Deposits* 2012. V. 54. P. 313–333. doi: 10.1134/s1075701512050054

Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I. and Kozlovsky A.M. Late Paleozoic-Early Mesozoic within-plate magmatism in North Asia: traps, rifts, giant batholiths, and the geodynamics of their origin // *Petrology* 2013. V. 21. P. 101–126. doi: 10.1134/s0869591113010062

## FORMATION OF THE MASSIF TYPE ANORTHOSITES VS. JOTUNITE GENESIS – A CASE STUDY OF THE SUWAŁKI AND SEJNY MASSIFS, NE POLAND

*Grabarczyk A. M.<sup>1</sup>, Wiszniewska J. B.<sup>2</sup>, Krzemińska E.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>*Faculty of Geology, University of Warsaw, Żwirki i Wigury 93, PL-02-089 Warsaw, Poland, [anna.grabarczyk@student.uw.edu.pl](mailto:anna.grabarczyk@student.uw.edu.pl)*

<sup>2</sup>*Polish Geological Institute-National Research Institute, Rakowiecka 4, 00-975 Warsaw, Poland*

### *Introduction*

The origin of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complexes is intriguing problem of modern petrology. The main aspects include the origin and nature of the initial melts, and the relationships between silicic and basic members of the AMCG associations.

Two competing models have been proposed: 1) most, if not all, members of the anorthosite suite are comagmatic and related by fractional crystallization processes of a parental magma considered to be derived from lower crust (Duchesne et al. 1999, Vander Auwera et al. 1998; Longhi et al. 1999), 2) granitoid and anorthositic members of the suite are broadly coeval but not comagmatic (Emslie 1985, Emslie et al., 1994), where anorthosites are considered as mantle-derived. AMCG complexes worldwide exhibit similarities with respect to their emplacement history and are restricted to the Proterozoic Eon (Bybee et al., 2014).

Variable amounts of melanocratic rocks, highly enriched in Fe, Ti and P are usually associated to Proterozoic massif-type anorthosites. Various names, including ferrodiorite, monzonorite, jotunite, Fe–Ti–P-rich rocks (FTP) and oxide–apatite gabbonorite, have been used for their description. The term of jotunite (hypersthene monzodiorite) were referred to them in present study.

The origin of jotunites is still the subject of considerable debate, despite their similar textural and geochemical characteristics in different complex worldwide several hypotheses of their genesis have been proposed. They can be: 1) a residual liquids after anorthosite crystallization (Ashwal, 1982; Emslie et al., 1994); 2) the parental magmas of the andesine anorthosite suite (Duchesne et al., 1974); 3) a products of partial melting of the lower crust (Duchesne et al., 1985; Duchesne, 1990); 4) transitional rocks in a comagmatic sequence from anorthosite to mangerite and charnockite (Owens et al., 1993); (5) derived product of fractionation of mafic magmas unrelated to the anorthositic suite (Emslie 1985); (6) immiscible liquids conjugate to mangerites (Philpotts, 1981).



### *Geological settings*

The Suwałki Anorthosite Massif (SAM) and the Sejny norite-gabbro-anorthosite intrusion (SI) are located in the north-eastern part of Poland, near the border with Lithuania and Russia Federation, and belong to western part of the East European Craton. This part of the Craton is covered by Phanerozoic sediments that vary in thickness from 400 m in the northeast to 6500 m into the west (Bagiński et al., 2001). The recognition of deep basement structures is possible only through the interpretation of geophysical data and from direct petrological studies of drill cores. Both intrusions are connected with rapakivi-like granites and belong to the wider, a 200 km long beltiform, E-W stretching Mesoproterozoic ( $1559 \pm 49$  Ma; Re-Os on sulfides) magmatic terrane called the Mazury Complex (Fig. 1), which belongs to the AMCG magmatic suite (Bagiński et al., 2001). The SAM and the Sejny Intrusion show typical petrological and geochemical characteristics of massif-type anorthosites (Wiszniewska et al., 2002).

### *Petrography and textural characteristic*

Fine-grained mafic dikes and chilled margins, within Suwałki and Sejny massifs are enriched in Fe-Ti-P and are typical for marginal part of these massifs. They are associated with diorites and quartz diorites within Suwałki massif and with gabbro and norites within SI. The jotunitites from distinct massifs are broadly similar in mineral composition but display some heterogeneity in textural characteristic and geochemistry. Jotunitic samples are made of a antiperthitic plagioclase, Ca-rich pyroxene (pigeonite), Ca-poor pyroxene (ferroenstatite - hipersthene), rounded oxides, elongated apatite disseminated in plagioclase as well as scarce biotite, K-feldspar or quartz. Textural heterogeneity is well seen between two massifs. jotunitites related to Sejny intrusion are associated with mafic rocks, gabbro and norites, with chilled margins against the contact with these two type of rocks. Very often dispersed plagioclase porphyrocrysts ( $An_{50-60}$ ) are concentrated in the border zones of the jotunitite dykes (Fig. 2a), additionally underlying the oriented fabric of the rocks. In the upper part of the intrusion hybrid rocks occur, which are patchy portions of fine-grained jotunitites and gabbros cemented by medium-grained gabbro-norite (Fig. 2b). This texture is an evidence for mingling processes and simultaneously emplacement of gabbro and jotunitites.

Jotunitites within SAM are characterized by slightly different texture, where they are associated with series of more felsic charnockitic rocks: mangerites (pyroxene-bearing monzonites) and charnockites (pyroxene-bearing granites) but also diorites. This relationship is clearly visible within Bilwinowo drill core at the marginal part of the Suwałki massif where the liquid line of descent was recognized. The liquid character is supported by their chilled fine-grained texture with dispersed, granular Fe-Ti oxides and apatite needles.

### *Geochemistry*

One of the model of formation of the anorthosite massifs postulate mantle-derived basaltic parental liquid, which, in order of subtraction of plagioclase (that floats and accumulates at the top of magma chamber) and mafic minerals (that sank on the floor) leaves a residual liquid of ferrodioritic composition. However, the lack of a visible negative Eu anomaly in the jotunitite precluded a previous extensive crystallization of plagioclase and thus, mentioned above, a residual character after anorthosite crystallization. Consequently, the jotunitites was considered as parental to the anorthosite not only in Poland but also in many other Proterozoic anorthosite massifs (like Korosten and Korsun Massifs in Ukraine or Rogaland Province in Norway).

Jotunitites are metaluminous rocks and based on the TAS discrimination diagram (Middlemost, 1994) are placed in the fields of gabbro, peridotite-gabbro and foid-gabbro. Samples from the SI are generally slightly less ferroan. Jotunitites define trends of decreasing  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  and  $MgO$  with increasing  $SiO_2$ . Jotunitites from anorthosite massifs within the Mazury Complex can be divided into two groups on the basis of chemical composition: jotunitites from the SAM have higher amounts of  $TiO_2$  (up to 4.34 wt. %),  $Fe_2O_3$  (up to 20.71 wt. %) and  $P_2O_5$  (up to 1.46 wt. %) than those from the SI. Samples from the Hidra Massif and the Bjerkreim-Sokndal Intrusion from Rogaland



Complex in Norway (interpreted as primitive jotunite) are quite similar to the SI jotunites in terms of  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  and  $\text{P}_2\text{O}_5$  content, and to the SAM jotunites based on  $\text{TiO}_2$  values.

In general, REE contents are inversely correlated with  $\text{SiO}_2$  and with Mg#. Jotunites from the SI with higher  $\text{SiO}_2$  have lower REE contents, with  $\Sigma\text{REE}$  up to 298 ppm, in contrast to 680 ppm in the Bilwinowo IG-1 samples. Eu/Eu\* and Sr content dramatically drop with the growing  $\text{SiO}_2$  content. Jotunites can be sub-divided into two groups based on Eu/Eu\* values, where Eu anomalies are either weak - slightly negative or slightly positive or absent. Eu/Eu\* ratios for the SI jotunites (with higher  $\text{SiO}_2$  contents) range from 1.17 to 0.8, but for the SAM samples decrease from about 0.83 down to 0.63. The  $[\text{La}/\text{Yb}]_N$  ratio remains at relatively moderate values for the SAM jotunites (averaging  $12.25 \pm 2$ ) to low values for the SI jotunites (averaging  $8.68 \pm 3$ ). On a multi-element diagram amount of Sr is constant for the SAM and SI jotunites, but the SAM pattern shows a prominent negative anomaly, suggesting extensive crystallization of plagioclase (Vander Auwera et al., 1998).

#### Discussion

Discussed above textural and geochemical aspects of jotunitic rocks indicate their changeable character and subsequent their different origin. Due to petrographic and most of all chemical characteristic jotunites from SI can be treated as primitive/primary one whereas SAM jotunites can be considered as evolved rocks. This heterogeneity is likely to result from accumulation of plagioclase phenocrysts, assimilation from wall rock or additional fractional processes.

Vander Auwera et al. (1998) postulated the fractionation during the early stage of crystallization, in which a primitive jotunitic magma fractionates to produce an evolved jotunite. This process probably took place several kilometers below the intrusion level of dykes. Experimental and petrographic data indicate apparent discontinuity between primitive jotunite and evolved jotunite, but continuous chemical variation from evolved jotunite, through quartz mangerite, to charnockite.

Here, we present the new model for the formation and evolution for the Polish anorthosite massifs.

*These results were funded by the National Science Centre grants no. 2019/33/N/ST10/00944, 2015/17/B/ST10/03540.*

#### References:

- Ashwal L.D. Mineralogy of mafic and Fe-Ti oxide-rich differentiates of the Marcy anorthosite massif, Adirondacks, New York// American Mineralogist. 1982. V. 67. P. 14–27.
- Bagiński B., Duchesne J.C., Vander Auwera J., Martin H. Wiszniewska J. Petrology and geochemistry of rapakivi-type granites from the crystalline basement of NE Poland// Geological Quarterly. 2001. V. 45. P. 33–52.
- Bybee G. M., Ashwal L. D., Shirey S. B., Horan M., Mock T., Andersen T. B. Pyroxene megacrysts in Proterozoic anorthosites: Implications for tectonic setting, magma source and magmatic processes at the Moho// Earth and Planetary Science Letters. 2014. V. 389. P. 74–85
- Duchesne J.C., Roelandts I., Demaiffe D., Hertogen J., Gijbels R. De Winter J. Rare-earth data on monzonitic rocks related to anorthosites and their bearing on the nature of the parental magma of the anorthositic series// Earth and Planetary Science Letters. 1974. V. 24. P. 325–335.
- Duchesne J. C., Roelandts I., Demaiffe D., Weis D. Petrogenesis of monzonitic dykes in the Egersund-Ogna anorthosite (Rogaland, SW Norway): trace elements and isotopic (Sr, Pb) constraints// Contributions to Mineralogy and Petrology. 1985. V. 90 № (2-3). P. 214–225.
- Duchesne J. C. 1990: Origin and evolution of monzonites related to anorthosites.// Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 1990. V. 70. P. 189–198.
- Duchesne J.C., Liégeois J.P., Vander Auwera J. Longhi J. The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites// Terra Nova. 1999. V. 11. P. 100–105.
- Emslie R.F. 1985. Proterozoic anorthosite massifs// The deep Proterozoic Crust in the North Atlantic Provinces. Dordrecht: Springer. vol. 158. 39–60 p.





Emslie R.F., Hamilton M.A. Thériault R.J. 1994. Petrogenesis of a mid-Proterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complex: Isotopic and chemical evidence from the Nain Plutonic Suite// *The Journal of Geology*. 1994. V. 102. P. 539–558.

Longhi J., Vander Auwera J., Fram M. Duchesne J.C. Some phase equilibrium constraints on the origin of Proterozoic (Massif) anorthosites and related rocks// *Journal of Petrol.* 1999. V. 40. P. 339–362.

Middlemost, E.A. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system// *Earth-Science Reviews*. 1994. V. 37. P. 215–224.

Owens B.E., Rockow M.W. Dymek R.F. 1993. Jotunites from the Grenville Province, Quebec: petrological characteristics and implications for massif anorthosite petrogenesis// *Lithos*. 1993. V. 30. P. 57–80.

Philpotts A. R. A model for the generation of massif-type anorthosites// *The Canadian Mineralogist*. 1981. V. 19. № 2. P. 233–253.

Vander Auwera J., Longhi J. Duchesne J.C. 1998. A liquid line of descent of the jotunite (hypersthene monzodiorite) suite// *Journal of Petrol.* 1998. V. 39. P. 439–468.

Wiszniewska J., Claesson S., Stein H., Vander Auwera J. Duchesne J.C. 2002. The north-eastern Polish anorthosite massifs: petrological, geochemical and isotopic evidence for a crustal derivation// *Terra Nova*. 2002. V. 14. P. 451–460.

## SULFUR ISOTOPE COMPOSITION OF SULFIDES FROM THE Khibina AND LOVOZERO ALKALINE MASSIFS

*Huber M.<sup>1</sup>, Mokrushin A.V.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>*Maria Curie-Skłodowska University, Lublin, Poland, mhuber@umcs.pl*

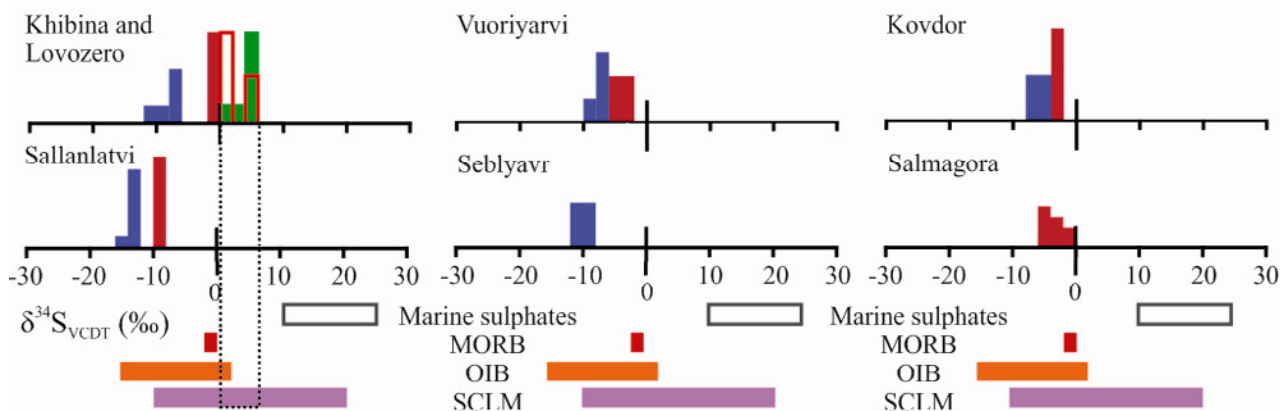
<sup>2</sup>*Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia, mokrushin@geoksc.apatity.ru*

Alkaline rocks are a powerful data set for understanding connections between surface and mantle sulfur reservoirs over geological timescales. Global data compilation reveals that  $\delta^{34}\text{S}$  of alkaline magma sources fall between  $-5$  and  $+5$  ‰ VCDT (Hutchison et al., 2019). The sulfur isotope geochemistry of the two world biggest apatitic complexes of the Khibina and Lovozero, which are the key magmatic centers of the Paleozoic Kola Alkaline Province (KAP), provides an opportunity to understand the role of plume-lithosphere interaction processes responsible for the alkaline igneous activity in the north-eastern part of the Fennoscandian Shield.

The stable sulfur isotope  $\delta^{34}\text{S}$  study has been carried out on the pentlandite ((Fe, Ni)<sub>9</sub>S<sub>8</sub>) and pyrite (FeS<sub>2</sub>) from Khibina nepheline syenite and on the pentlandite ((Fe, Ni)<sub>9</sub>S<sub>8</sub>), chalcopyrite (CuFeS<sub>2</sub>) and pyrite (FeS<sub>2</sub>) from Lovozero eudialyte-bearing nepheline syenite. The samples were examined on the optical microscope Leica DM2500P and scanning electron microscope Hitachi SU6600 with the energy dispersion spectroscope (EDS) mode. The sulfide grains were hand-picked, so the contamination of the accompanying sulfide phases was not excluded. Sulfur isotope analysis was made at the Mass Spectrometry Laboratory of the Institute of Physics of the Maria Curie-Skłodowska University (UMCS, Lublin, Poland) by triple collector isotope ratio mass spectrometer (Huber et al., 2021).

The ranges in  $\delta^{34}\text{S}$  values are generally large (from  $+0.69$  to  $+6.30$  ‰ VCDT, Table). This is evidenced by mineral associations, including numerous sulfide minerals such as pentlandite, chalcopyrite and pyrite, which are accompanied by arsenopyrite, sphalerite and barite. The admixture of these minerals among the analyzed sulfides contributed to the isotopic contamination of sulfur and changes in  $\delta^{34}\text{S}$ . Almost invariably, there is a decrease in  $\delta^{34}\text{S}$  between early and later formed sulfides within a given system (Hutchison et al., 2019). For example, the sulfur isotopic composition ( $\delta^{34}\text{S}$ ) of galena (PbS) from the carbonatites (Khibina, Sallanlatvi, Seblyavr, Vuoriyarvi and Kovdor), as well as from hydrothermal veins of the Khibina massif is significantly lighter than the mantle value of  $0$  ‰ VCDT (Bell et al., 2015; Hutchison et al., 2019). Conversely,

the nepheline syenites which belong to the early magmatic rocks of Khibina and Lovozero massifs contain sulphides with positive  $\delta^{34}\text{S}$  values (Fig. 1).



**Fig. 1.** Compilation of stable sulfur isotopes  $\delta^{34}\text{S}$  data for sulfides from the Khibina nepheline syenite (red outlined bars) and Lovozero nepheline syenite (green filled bars) with  $\delta^{34}\text{S}$  data for galena (PbS) from the carbonatites (red and blue filled bars) from the Khibina, Sallanlatvi, Seblyavr, Vuoriyarvi, Salmagora, and Kovdor massifs, modified after Hutchison et al. (2019). Normalized histograms show early- (red) and late-stage (blue)  $\delta^{34}\text{S}$  for galena from the carbonatites. The  $\delta^{34}\text{S}$  values of potential sulfur sources are shown by the bars at the base of the plot and include marine sulfates; MORB – mid-ocean ridge basalt; OIB – ocean island basalt; SCLM – sub-continental lithospheric mantle.

**Table 1.**  $\delta^{34}\text{S}$  isotope data for sulfides from the Khibina and Lovozero massifs

Massif	Khibina			Lovozero			
Sample	01CH	10CH	04CH	04LV	03LV	01LV	05LV
Mineral	Pn	Pn	Py	Pn	Ccp	Py	Py
$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ (‰)	0.69	1.90–2.06	4.80–4.92	1.48	2.85	5.41	5.45–6.30

Geochemical sulfur isotope  $\delta^{34}\text{S}$  investigations emphasize that parental magmas of the Khibina and Lovozero alkaline massifs were derived from a metasomatized sub-continental lithospheric mantle (Fig. 1). These results correlate with the previous studies, which have shown that the isotopic composition of the carbonatites, alkaline rocks, and rare-metal ores estimated indicates that many of them have mantle sources. It was recently confirmed by the work on the Pb-isotopic composition of the alkaline rocks from the KAP (Kogarko et al., 2019). Earlier, the noble gas isotopic data of carbonatites also confirm that the KAP was likely related to a lower mantle plume (Tolstikhin et al., 2002), and radiogenic isotopes also support ancient (potentially Archaean) sources (Bell et al., 2015). The impact of the plume on the upper mantle metasomatically altered under subduction conditions entailed the interaction of the plume and subduction sulfur-enriched component ( $\delta^{34}\text{S}$  of +1 to +6 ‰ VCDT) in the magma source. Since subduction exerts an important control on SCLM composition, this would suggest that high- $\delta^{34}\text{S}$  Archaean crust were subducted and imprinted a high- $\delta^{34}\text{S}$  signature on the SCLM. There is hypothesis argues that a missing Archaean sulphur pool, injected into the mantle at ancient subduction zones and stored in the deep mantle, occasionally recycled back to the near surface in mantle plumes (Farquhar et al., 2016). Thus, our favored hypothesis is that parental magmas of the Khibina and Lovozero alkaline massifs are associated with subcontinental lithospheric mantle that has been metasomatised by fluids and melts derived from previously subducted slabs.

*Sulfur isotope analysis was undertaken thanks to the kindness of prof. Stanisław Halas. This research was funded by the state assignment of GI KSC RAS No. 0226-2019-0053.*



## References:

- Bell K., Zaitsev A.N., Spratt J., Frojdo S., Rukhlov A.S. 2015. Elemental, lead and sulfur isotopic compositions of galena from Kola carbonatites, Russia-implications for melt and mantle evolution. *Mineralogical Magazine*, 79(2), pp. 219–241. DOI: <https://doi.org/10.1180/minmag.2015.079.2.01>.
- Farquhar J, Jackson M. 2016. Missing Archean sulfur returned from the mantle. *Proc. Natl Acad. Sci. USA.*, 113, pp. 12893–12895. DOI: <https://doi.org/10.1073/pnas.1616346113>.
- Huber M., Mokrushin A.V. 2021. Sulfur isotope signatures of sulfides from the Khibina and Lovozero massifs (Kola Alkaline Province, Fennoscandian Shield). *Vestnik of MSTU*, 24(1), pp. 80–87. DOI: <https://doi.org/10.21443/1560-9278-2021-24-1-80-87>.
- Hutchison W., Babiak R.J., Finch A.A., et al. 2019. Sulphur isotopes of alkaline magmas unlock long-term records of crustal recycling on Earth. *Nat Commun*, 10, p. 4208. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41467-019-12218-1>.
- Kogarko L.N., Veselovskiy R.V. 2019. Geodynamic origin of carbonatites from the absolute paleotectonic reconstructions. *Journal of Geodynamics*, 125, pp. 13–21. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jog.2019.01.017>.
- Tolstikhin I.N., et al. 2002. Rare gas isotopes and parent trace elements in ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes, Kola Peninsula: identification of lower mantle plume component. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(5), pp. 881–901. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00807-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00807-9)

## MODELLING KIMBERLITE SKARNS

**Kopylova M. G.<sup>1,2</sup>, Niyazova S.<sup>1</sup>, Nosova, A.A.<sup>2,3</sup>, Sazonova L.V.<sup>2,4</sup>**

<sup>1</sup>University of British Columbia, Vancouver, Canada, [mkopylov@eos.ubc.ca](mailto:mkopylov@eos.ubc.ca); [sniyazova@eoas.ubc.ca](mailto:sniyazova@eoas.ubc.ca)

<sup>2</sup>Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; [ilsanora@gmail.com](mailto:ilsanora@gmail.com)

<sup>3</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

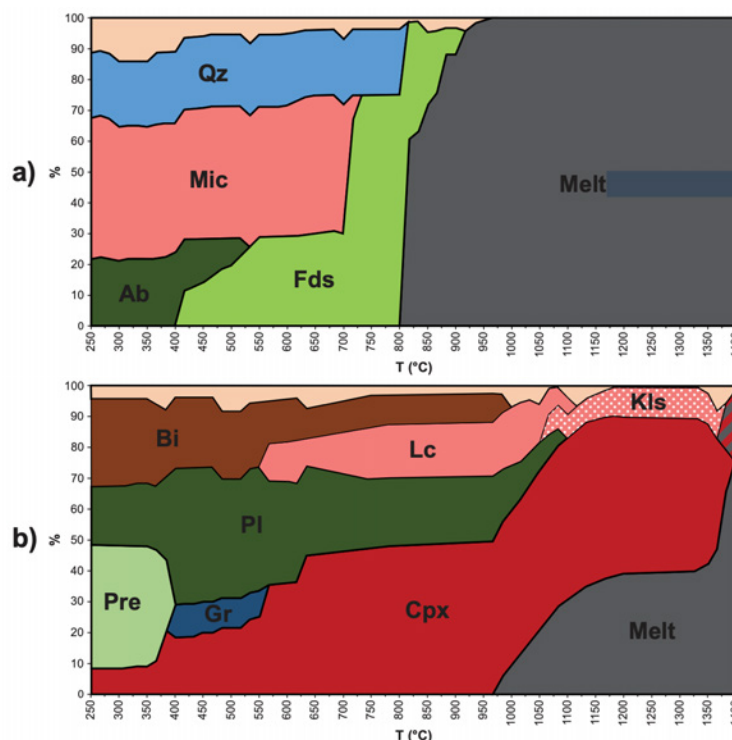
<sup>4</sup>Geological Department, Lomonosov Moscow State University, Moscow, [sazonovalv52@mail.ru](mailto:sazonovalv52@mail.ru)

High temperature juxtaposition of kimberlites against felsic-to-mafic rocks should theoretically trigger metasomatism that can be viewed as analogous to a skarn or to fenitization. Yet documented examples of contact metasomatism between carbonate-rich igneous rocks and silicate country rocks are rare (Fulop et al., 2018; Niyazova et al., submitted). The volatile-rich nature of kimberlite melts and faulting prior to the emplacement results in country rock brecciation and incorporation of as much as 70% xenoliths in kimberlite. Metasomatic effects on kimberlite contacts are difficult to isolate from mechanical mixing of kimberlite melts with the brecciated silicate country rocks. Skarn-like metasomatic reactions develop mineralogical, textural and chemical zonation at contacts between felsic-to-mafic xenoliths and kimberlites and between *in-situ* country rocks and kimberlites. Granitoids in 2 m-thick contacts with a kimberlite dyke demonstrate replacement with serpentinized plagioclase, chlorite, phlogopite, calcite, titanite and apatite. Skarn-like reactions replace the original kimberlite minerals with serpentine, phlogopite, hydrogarnet, while xenoliths are replaced by serpentine, clinopyroxene, carbonate, chlorite, and pectolite. A concentric zonal pattern develops around the reacted xenoliths. With an increasing degree of reaction, feldspars in the cores of altered granitoid xenoliths are progressively replaced with pectolite and prehnite. In highly reacted rims the original minerals are completely replaced by mostly diopside and pectolite. Rarer replacement minerals include pink richterite and radial aggregates of K-feldspar microlites mostly in the outer rims of highly reacted granitoids. Cores of concentrically zoned reacted orthopyroxene gneiss xenoliths contain pectolite, prehnite, and xonotlite (hydrous wollastonite) that ubiquitously replace plagioclase and quartz. The rims represent highly reacted zones where the replacement mineralogy is dominated by pectolite and

diopside, with an occasional newly-formed K-feldspar. The completely reacted xenoliths whose protolith cannot be reconstructed develop zonal patterns simplified as pectolite | diopside + pectolite | diopside ± garnet ± wollastonite | phlogopite | serpentine | kimberlite groundmass with fresh olivine.

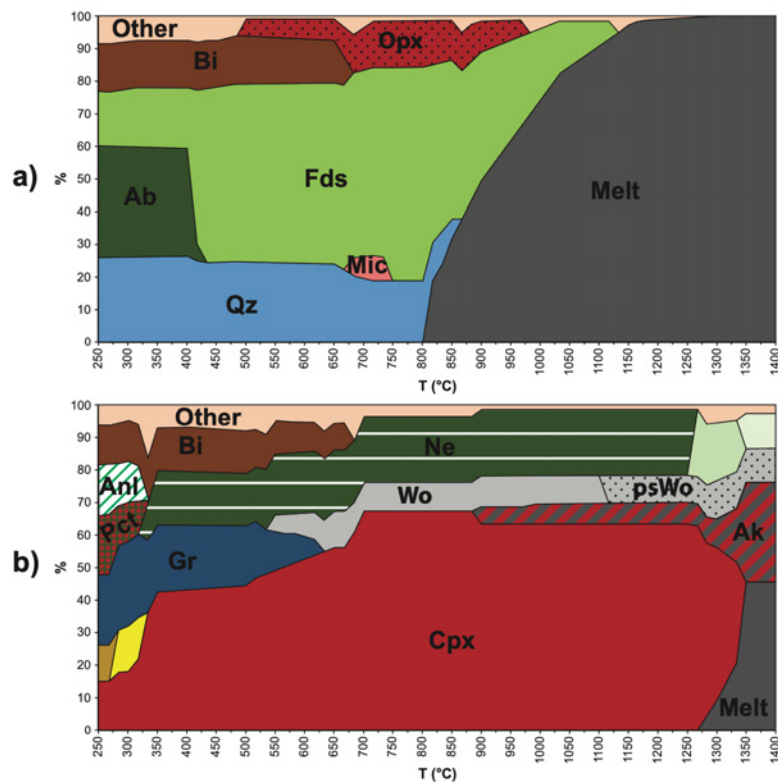
We employed thermodynamic phase equilibria pseudosection models for the analyzed bulk compositions of the assimilated xenoliths to constrain the temperature of the kimberlite-silicate rocks reactions. All phase equilibria calculations were made with *Perple\_X* (version 6.8.6) (Connolly, 2009) at  $P=300\text{--}320$  bar, using the internally consistent thermodynamic database file *hp62ver.dat* by Holland and Powell (2011). To better replicate the observed mineral assemblages, we extended the thermodynamic database to include new thermodynamic data on the phase pectolite, which were calculated using the density functional theory and experimentally measured (Niyazova et al., submitted).

The equilibria modelled phases for the fresh granitoid composition accurately replicate the observed mineralogy, predicting solidus at 800 °C (Fig. 1a). In the model for a metasomatized granitoid composition (Fig. 1b), all the modelled minerals except leucite are empirically observed. Leucite is modelled as a high-temperature potassium-bearing phase; instead, the reactively formed K-feldspar was identified at the highly reacted rims in contact with kimberlite. The mineralogical differences between the fresh and the reacted granitoid are a major presence of hydrous minerals (biotite and prehnite), the absence of quartz, and the presence of garnet and clinopyroxene in the reacted rocks. However, such replacement minerals as pectolite and amphibole, identified in the samples, are not theoretically predicted.



**Fig. 1.** Thermodynamic mineral phase equilibria models for granitoid xenoliths at surface conditions ( $P=300\text{--}320$  bar). (a) Mineral modes for a fresh country rock granitoid based on its bulk XRF composition. (b) Mineral modes for a moderately reacted granitoid based on the bulk XRF composition of the xenolith. The changes in the mineral modes relate to the lower  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ; higher  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  in the reacted granitoid. Abbreviations: Qz – quartz, Mic – microcline, Ab – albite, Fds – feldspars, Cpx – clinopyroxene, Pl – plagioclase, Gr – garnet, Lc – leucite, Kls – kalsilite, Pre – prehnite, Bi – biotite, Ak – akermanite, Cal – calcite.

The phase equilibria model for the fresh country rock gneiss accurately reproduces its observed mineralogy, including the presence of ubiquitous biotite and orthopyroxene, and modelling the solidus at 800 °C (Fig. 2a). In the model for a metasomatized gneiss composition (Fig. 2b), many predicted phases indeed occur in the reacted gneiss. In particular, wollastonite, pectolite, garnet, and phlogopite form the signature assemblage of the altered gneiss xenoliths and in the completely reacted xenoliths. Instead of the modelled minor kalsilite, we observed the stability of K-feldspar. Modelled sodic minerals nepheline, akermanite and analcite have not been found in the gneiss samples. The models correctly reproduce the mineralogical differences between the fresh and reacted gneisses in predicting the appearance of pectolite, wollastonite, garnet and clinopyroxene and the disappearance of quartz.



**Fig. 2.** Thermodynamic mineral phase equilibria models for gneiss xenoliths at surface conditions (P=300–320 bar). (a) Mineral modes for a fresh gneiss based on its bulk XRF composition. (b) Mineral modes for a moderately reacted gneiss based on the bulk XRF composition of the xenolith. The changes in the mineral modes relate to the lower SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; higher CaO, MgO, H<sub>2</sub>O in the reacted gneiss. Abbreviations: Qz – quartz, Mic – microcline, Ab – albite, Fds – feldspars, Bi – biotite, Opx – orthopyroxene, Ak – akermanite, Cpx – clinopyroxene, Wo – wollastonite, psWo – pseudowollastonite, Ne – nepheline, Gr – garnet, Pl – plagioclase, Bio – biotite, Pct – pectolite, Anl – analcite, Cal – calcite.

The phase equilibria models for the assimilated xenoliths display a wide temperature range for the reactions spanning from the solidus temperatures of 900-1250 °C to < 250 °C. Clinopyroxene and wollastonite appear at the solidus temperatures, clinopyroxene continues to form down to the lowest temperatures, garnet and phlogopite (biotite) appear at ca. 600 °C and pectolite and prehnite are the most low-temperature phases (400-350 °C). The modelled potassic framework silicates (kalsilite transitioning to leucite) analogous to the observed K-feldspar also crystallize on the granitoid solidus (< 1350 °C). The minimum modelled temperature that enables the formation of the observed high-temperature minerals is 600 °C, constrained by the disappearance of wollastonite in gneiss and potassic framework silicate in granitoid.



The above modelling results confirmed our hypothesis of the metasomatic nature of the kimberlite-silicate rocks interaction. The contrast between compositions of wallrock granitoid and gneiss and these lithologies that occur as reacted xenoliths confirms mass transfer between the xenoliths and the host kimberlite. The metasomatic meter-scale elemental transport has been suggested for the Snap Lake dyke, where kimberlite magma interacts with felsic wall-rocks, developing a hybrid zone at the contact (Fulop et al., 2018). Similar processes may have operated on a millimetre-scale on the xenoliths-kimberlite contacts. The major mass transfer across the xenolith-kimberlite contact and the sub-solidus temperatures of the studied reactions ascertain the metasomatic origin of the xenolith replacement mineralogy.

The identified metasomatic reactions played out differently for silicate rocks of the initially distinct bulk compositions. As a result, the presence or absence of certain minerals in the reacted parageneses can be a hallmark of assimilated granite or gneiss. Wollastonite and andradite garnet can only occur in metasomatized intermediate rocks like gneisses, while aegirine is found only in reacted granitoids.

One important conclusion follows the identified feasibility of metasomatic origin of phlogopite and clinopyroxene in kimberlites. The phlogopite- and clinopyroxene-rich kimberlite of the Pionerskaya pipe (Archangelsk Kimberlite province) should be re-classified as a contaminated Group I kimberlite. The pipe occurs in the Zolotitskoe cluster of the Archangelsk Diamond Province (ADP) and forms a part of reserves of the Lomonosov deposit. The Pionerskaya pipe constitutes two diatremes with merged craters, infilled with pyroclastic kimberlites down to 850-900 m and with hypabyssal kimberlites below. At depth of ~1000 m the pipe intrudes the Paleoproterozoic basement of granitoid and amphibolites (Pervov et al., 2005). At depths of 850-1000 m the hypabyssal kimberlite acquires a distinct texture and mineralogy, containing 50% of fresh olivine macrocrysts and phlogopite set in the poikilitic groundmass. The latter is comprised of 45% large poikilitic grains of yellow phlogopite partly enclosing olivine, carbonate, spinel, serpentine, diopside and pectolite (Nosova et al., 2017). Petrographic examination of the microcrystal hypabyssal kimberlite at 850-1000 m found large amount of assimilated xenoliths of the crustal basement. Rare relics of textures and primary mineralogy identify the xenoliths as the predominant amphibolites and minor granitoids. The xenoliths are replaced by carbonate, pectolite, chlorite and copious rhönite  $\text{Ca}_4[\text{Mg}_8\text{Fe}^{3+}_2\text{Ti}_2]\text{O}_4[\text{Si}_6\text{Al}_6\text{O}_{36}]$ , while kimberlite haloes around assimilated xenoliths are enriched in yellow phlogopite. We conclude that the assimilation of large amount of basement xenoliths with felsic-to- mafic compositions locally contaminated the kimberlite melt at depth of the melt intrusion through the basement-sedimentary cover contact. This locally contaminated melt crystallized phlogopite and clinopyroxene, the minerals more typical for orangeites, yet the hybrid, non-primary, late metasomatic origin of these phases can be inferred from 1) The patchy, uneven occurrence in the groundmass spatially associated with abundant pectolite, and 2) Occurrence of felsic xenoliths that show a complete transition from fresh to fully reacted with rims of clinopyroxene, phlogopite, pectolite and serpentine.

In conclusion we would like to underscore that recognition of metasomatically-added hybrid minerals to kimberlites is important for the correct rock classification and identification of the parental magmas. For example, microlitic clinopyroxene and melilite in a diamondiferous rock may imply a melnoite, lamproite or ultramafic lamprophyre, that is, the rock types with a lower probability of an economic diamond deposit (Scott Smith & Smith 2009); yet these microlites may as well crystallize from a Group I kimberlite contaminated by felsic xenoliths. An example of incorrect former classification of the Pionerskaya pipe as an orangeite (Group II kimberlite) once again highlights the central role of petrography as the basis for economic geology and geochemistry.

*The research was supported by the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada Discovery Grant and the Russian Science Foundation under Grant No. 19-17-00024.*



### References:

- Connolly, J.A.D., 2009. The geodynamic equation of state: what and how. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10, Q10014.
- Fulop, A., Kopylova, M., Kurszlauskis, S., Hilchie, L., Ellemers, P. and Squibb, C., 2018. Petrography of the Snap Lake kimberlite dyke (Northwest Territories, Canada) and its interaction with country rock granitoids. *Journal of Petrology*, 59 (12), pp. 2493–2518.
- Holland, T.J.B. and Powell, R., 2011. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of Metamorphic Geology*, 29, pp. 333–383.
- Niyazova, S., Kopylova, M., Dyck, B., Benisek, A., Dachs, E., de Stefano, A. The assimilation of felsic xenoliths in kimberlites: insights into temperature and volatiles during kimberlite emplacement. Submitted to the *Contributions to the Mineralogy and Petrology*, 2021
- Nosova, A. A., Dubinina, E. O., Sazonova, L. V., et al., 2017. Geochemistry and oxygen isotopic compositions of olivine in kimberlites from the Archangelsk Province: Contribution of mantle metasomatism. *Petrology*, v. 25, 2, 150–180
- Pervov, V. A., Bogomolov, E. S., Larchenko, V. A., m Levskii, L. K., Minchenko, G. V., Sablukov, S. M., Sergeev, S. A., Stepanov, V. P., 2005. Rb-Sr age of kimberlites of the Pionerskaya Pipe, Archangelsk Diamondiferous Province. *Doklady Earth Sciences*, V. 400, 1, 67–71
- Scott Smith, B.H. and Smith, S.C.S., 2009. The economic implications of kimberlite emplacement. *Proceedings of the 9th International Kimberlite Conference. Lithos*, 112, pp. 10–22.

## P-T EVOLUTION OF THE ECLOGITES FROM THE RHODOPE MASSIV (BULGARIA)

*Machev Ph.*<sup>1</sup>

<sup>1</sup>“St. Kliment Ohridski” University, Sofia 1504, Bulgaria, machev@uni-sofia.bg

Traditionally the high-grade metamorphic rocks covering wide areas in South Bulgaria were referred to two massifs – Serbo-Macedonian and Rhodope with Archean and Proterozoic age.

The modern geological studies in the Rhodopes added new information about the syn- and postmetamorphic deformations, on one hand (Burg et al., 1996; Ivanov, 2017, etc.), about the age of the protoliths of the metamorphic rocks and the time of their metamorphism, on the other. The idea for Paleozoic (mostly Hercynian) age of the protoliths (the lower part of the section), and Alpine age of the regional metamorphism and the related deformations, became popular (Burg et al., 1996; Ivanov, 2017). In the general tectonic plane the Rhodope massif is considered as a metamorphic-core complex (Burg et al., 1996). According to this idea the metamorphic rocks were separated in metamorphic terrains composed of several lithotectonic units (Sarov, 2012). Most of the rocks have been affected by high-pressure metamorphic events, succeeded by metamorphism of the high temperature – low pressure type ending with low temperature – low pressure changes. Intensive anatexis proceeded in the deepest parts of the section. A few announcements for ultra high-pressure metamorphism of the rocks from the Rhodope massif were reported during the last few years.

The objects of investigation are the eclogite bodies from the Arda unit belonging to the Rila-Rhodope terrain. The Arda unit is build by high-grade ortho- and parametamorphites affected by intensive migmatization and anatexis. It represents the core of the Central Rhodope metamorphic-core complex (Ivanov et al., 2000). The orthometamorphic rocks are presented predominantly by metagranites of Hercynian age (Cherneva and Georgieva, 2005 and references therein). The unit is separated trough synmetamorphic nape (Chepelare shear zone) in two parts (Sarov et al., 2007).

The eclogites of Arda unit crop in two separate locations - Kosharite place near the town of Ardino (location 1 or L1) and in the Valley of Shirokolashka River following the road from the town of Devin to Pamporovo resort (location 2 or L2).

L1 eclogite

The eclogites are enclosed in biotite or two-mica gneisses (metagranites) and occur as boudinated isolate bodies. The high-pressure (HP) mineral assemblage is presented by garnet (Grt)+omphacite (Omp)+kyanite (Ky)+rutile (Rt).

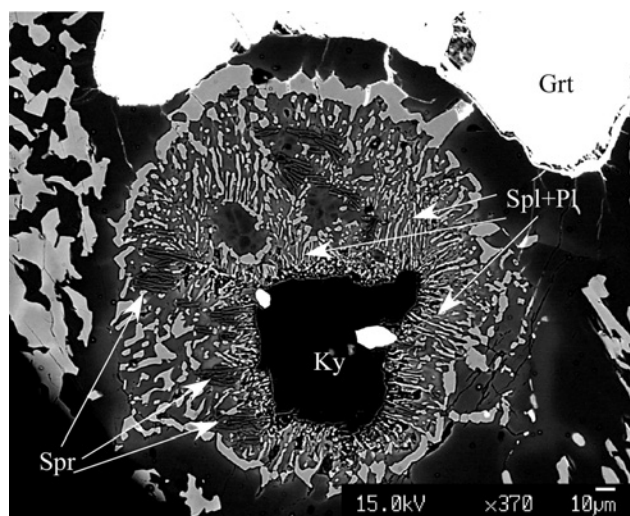
Garnet occurs as big porphyroblasts up to 0.5 cm with inclusions of Qtz, Ru, Ky and Omp. It has typical progressive zoning (Ca, Mn and Fe content decrease from core to rim and Mg increases in same direction) with retrograde zoning in the thin rim area.

Omphacite is preserved as single grains only in garnet. In the matrix it is partly or totally replaced by Pl-Cpx<sub>1</sub> symplectites. The Jd content varies in narrow range – 26.15–33.60 %.

Kyanite is observed as rounded relict grains replaced by zoned corona of microsymplectite. Many grains are completely replaced.

Rutile occurs as numerous small grains included in garnet porphyroblasts or in symplectitized matrix.

The next assemblages were formed by decreasing pressure and still high to very high temperature. Under dry conditions the HP mineral assemblage was destabilized but incompletely re-equilibrated. Omphacite breaks down to Pl+Cpx<sub>1</sub> symplectites. They are strongly zoned — the size of the mineral grains decreases from relict Omp crystal to the rim of the symplectitic corona. The plagioclase is An<sub>15-20</sub> and the pyroxene has lower Jd component (8–22 %). As a rule the bigger Cpx<sub>1</sub> from the symplectites has higher Jd content than the small ones. Simultaneously with Pl+Cpx<sub>1</sub> symplectite formation, the kyanite-omphacite breakdown causes the appearance of high-temperature assemblage Spr+Spl+Pl(An<sub>44-54</sub>)+Cpx<sub>2</sub>+Ilm+Pl(An<sub>24-36</sub>) (Fig. 1). Probably the pyroxene from the symplectites takes part in these HT reactions, too. This HT assemblage allows assuming the appearance of corundum also, as reported from the eclogites from the Greek part of Arda unit (Liati, Seidel, 1996). The new Cpx<sub>2</sub> is a poor diopside (0–8.9 % Jd) and is observed only in the destroyed rim areas of Grt in association with Pl (An<sub>24-36</sub>) and Ilm. During the earlier high-temperature amphibolite facies overprint of the eclogites in the presence of water, a new stable mineral assemblage: Am+Pl+Bt was formed under relatively static conditions. Amphibole (pargasite) forms symplectites with plagioclase or coronas around garnet porphyroblasts. Immediately to the contact with garnet the amphibole is significantly enrich in aluminum. Biotite is Mg rich (XMg=0.77–0.81) and is observed as small isolated sub- to euhedral grains, but never with a direct contact with amphibole, or as symplectites with plagioclase. Usually Bt-Pl symplectites are reported from overprinted eclogites as a breakdown product of phengite (Franz et al., 1986). In both cases the plagioclase has a composition of An<sub>18-25</sub>. Rutile is rarely replaced by ilmenite or titanite



**Fig. 1.** Spinel (Spl) – sapphirine (Spr) – plagioclase (Pl) corona around kyanite (Ky) porphyroblast in the L1 eclogite.

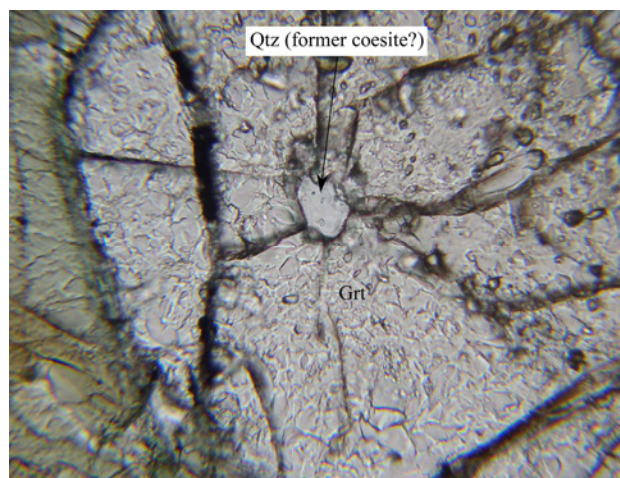


## L2 eclogite

It is embedded with sharp contacts in migmatized biotite bearing gneisses (metagranites?) being 20×30 m in dimensions. The metaeclogites are fine-grained, dark green with massive structure and fully amphibolitized (garnet-amphibolites) in the periphery area of the body. The high-pressure (HP) mineral assemblage is represented by Grt + Omp + Rt + Phe.

Garnet occurs as very small porphyroblasts with inclusions of Qtz (former coesite?) (Fig.2), Rt, calcite (former aragonite ?) and Omp. The rutile inclusions are concentrated in the core of the grains and being two types – the first is similar to that in the matrix, while the second presents thin needles formed by TiO<sub>2</sub> exsolution. The garnet porphyroblasts have special type of zoning indicative of likely two stages of formation. They have almost homogeneous core with plateau-like distribution of Ca, Mn, Mg and Fe, idioblastic shape and numerous inclusions of quartz. With sharp contact (observed with SEM) over this zone grows the next one characterized by rapidly increasing of Fe and Mg content and decreasing of Ca content, whereas Mn preserve relatively constant contents on both zones. The outermost parts of garnet porphyroblasts show typically retrograde zoning – Mg and Fe decrease, Mn and Ca increase, respectively.

Omphacite is rarely preserved. It occurs as small single grains either in garnet or in the matrix between the symplectitic pyroxene-plagioclase intergrowths presenting replacement products of primary omphacite. The Jd content varies in narrow range – 24.39–29.33%. The pyroxene from the symplectites differs in shape and composition. These, close to the omphacite grains are bigger and richer in Jd component (up to 21.9%) while these ones outlying omphacite are smaller, thinner with significant lower Jd content (18.58–5.86 %).



**Fig. 2.** Quartz (former coesite?) inclusion in garnet with radial cracks around it (L2 eclogite).

Rutile occurs as small grains included in garnet porphyroblasts or in symplectitized matrix and is partly replaced by ilmenite.

The next mineral assemblages were formed by decreasing pressure and still high to very high temperature. Under dry conditions the HP mineral assemblage was destabilized but incompletely reequilibrated. Omphacite breakdowns to Pl+Cpx<sub>1</sub> symplectites. The latter are clearly zoned – the size of the mineral grains decrease from relict Omp crystal to the rim of the symplectitic corona. The plagioclase composition is in range An<sub>12-19</sub> and it is independent of the structural position – part of coarse- or fine grained symplectites.

Simultaneously with Pl+Cpx<sub>1</sub> symplectite formation or relatively later forms the next HT (granulite facies) assemblage presented by potassium feldspar+Cpx<sub>2</sub>+Mg rich garnet. Potassium feldspar is pure orthoclase (Or<sub>95.2-96.7</sub>, Ab<sub>3.3-4.8</sub>, An<sub>0-0.2</sub>) and pyroxene is diopside with Jd content



0.26–2.78%. The first two minerals are observed together between large plagioclase grains and Am-Pl symplectites. The formation of K-rich minerals like phengite and potassium feldspar is restricted to bulk chemical composition of the rock but the crystallization of the last mineral should have been influenced by migmatization of the host rocks. Mg rich garnet grows over the “older” HP grains and forms new “coatings”. Most likely, the pyroxene from the symplectites and phengite took part in these HT reactions.

During the earlier high-temperature amphibolite facies overprint of the eclogites in the presence of water, the new stable minerals as Am+Pl+Bt was formed under relatively static conditions. Amphibole (pargasite) forms symplectites with plagioclase ( $An_{13-18}$ ) or thin broken coronas around garnet porphyroblasts. Closely to the contact with garnet the amphibole is significantly enriched by aluminum. In the cases, when it builds big single crystals they are brownish in the central part and green to dark green in the rim. Biotite is Mg rich ( $X_{Mg}=0.69-0.70$ ) and occurs as small isolated sub- to euhedral grains without a direct contact with amphibole, or as symplectites with plagioclase ( $An_{13-18}$ ) replacing former phengite.

The metamorphic crystallization ceased with formation of chlorite replacing biotite and garnet, and actinolite. Actinolite formation is localized strongly to the potassium feldspar-diopside aggregates.

The determined equilibrium mineral assemblages in the metaeclogites from the Arda unit, which reflect different stages of evolution provide a very good opportunity to reconstruct the P-T conditions of their elapse. The temperature of the HP metamorphism was defined by Zr in rutile thermometer of Watson et al. (2006) and is in the range 730–769 °C for L1 and 680–720 °C for L2 eclogite. The Jd in pyroxene barometer provides pressure conditions at about 2.0–2.2 GPa (L1 eclogite) and 1.8–2.0 GPa (L2 eclogite). The presence of radial cracks around quartz inclusions in garnet allows us to conclude that the pressure peak is at > 2.5 GPa, in the stability field of coesite. After the pressure peak for a short time the eclogites were put to anomalous high temperature (granulite facies) and the assemblage Spr+Spl+Cpx+Ilm+ Pl( $An_{24-36}$ ;  $An_{44-54}$ ) was produced in L1 eclogites. In L2 eclogites the granulite facies assemblage is presented by Cpx+potassium feldspar. The Spl-Spr equilibrium thermometers estimate a temperature range of 850–880 °C for this stage and pressure around 1.0 GPa limited by stability field of potassium feldspar which forms in association with Cpx and Grt.

Using Am-Pl thermometer of Blundy, Holland (1990) we obtain 655–711 °C temperature interval for the final amphibolite facies metamorphism at 0.8 GPa ( $Al_1$  in Am barometer). The Al-rich amphibole from garnet coronas determines a higher temperature (679–736 °C and 1.0–1.2 GPa) i.e amphibole growth continues relatively longer time. We must conclude that the studied eclogites were rapidly heated as well as rapidly cooled down. Such thermal spikes are inconsistent with commonly presented P-T paths and strongly imply that the granulite facies metamorphism was not due to simple thermal relaxation, but to a short leaved thermal pulse. This feature is characteristic for the eclogites in the European Variscides (O'Brien, Vrana, 1995).

Because of the timing of the high-pressure metamorphism is debatable for a long time we used the data of Kirchenbauer et al., (2011). Lu-Hf and Sm-Nd chronometers provide an Eocene age ( $43.5 \pm 0.4$  Ma) of the HP metamorphic event affected the metaeclogites from Arda lithotectonic unit.

*The investigations were supported by the bilateral project Bulgaria-Russia – KP-06-Russia-32 (Bulgarian part) and 20-55-18017 (Russian part).*

#### References:

- Blundy, J.D., T.B.Holland. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contr. Mineral. Petrol.* 1990. V. 104. P. 208-224.
- Burg, J-P., et al. Syn-metamorphic complex in the Rhodope Massif. Structure and kinematics. — *Terra Nova*, 1996. V. 8, P. 6-15.



- Cherneva, Z., M. Georgieva. Metamorphosed Hercynian granitoids in the Alpine structures of the Central Rhodope Bulgaria: geotectonic position and geochemistry. *Lithos*. 2005. V. 82. P. 149-168.
- Franz et al. High-pressure phengite decomposition in the Weissenstein eclogite, Munchberg gneiss massif, Germany. *Contr. Mineral. Petrol.* 1986. V. 29. P. 71-87.
- Ivanov, Z. et. al. Structure of the Central Rhodopes. In “ABCD-GEODE WORKSHOP 2000”. Borovetz. Univ. Publ. House. 2000. P. 6-20.
- Ivanov, Z. Tectonic of Bulgaria. Sofia. Univ. Publ. House. 2017. 332 p.
- Kirchenbauer et al. Timing of high-pressure metamorphic events in the Bulgarian Rhodopes from Lu-Hf garnet geochronology. *Contrib Mineral Petrol.* 2011. DOI 10.1007/s00410-011-0705-5.
- Liati, A., E. Seidel. 1996. Metamorphic evolution and geochemistry of kyanite eclogites in Central Rhodope, N Greece. *Contr. Mineral. Petrol.* 1996. V. 123. P. 293-307.
- O'Brien, P., S. Vrana. Eclogites with short lived granulite facies overprint in the Moldanubian zone, Czech Republic. *Geol. Rundschau.* 1995. V. 84. P. 473-488.
- Sarov, S. Lithotectonic subdivision of the metamorphic rocks in the area of Rila and Rhodope Mountains – results from geological mapping at scale 1:50000. *Conf. Geol. Schools in Bulgaria.* 2012. P. 43-47.
- Sarov, S., et al. Geological map of Bulgaria in scale 1:50000. Map sheet Chepelare. 2007. 65 p.
- Watson et al. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contr. Mineral. Petrol.* 2006. V. 151. P. 413-433.

## TECTONIC IMPLICATIONS OF PERMIAN-TRIASSIC BIMODAL VOLCANIC ROCKS FROM THE CAO BANG AREA IN THE SONG HIEN ZONE, NORTHEASTERN VIETNAM

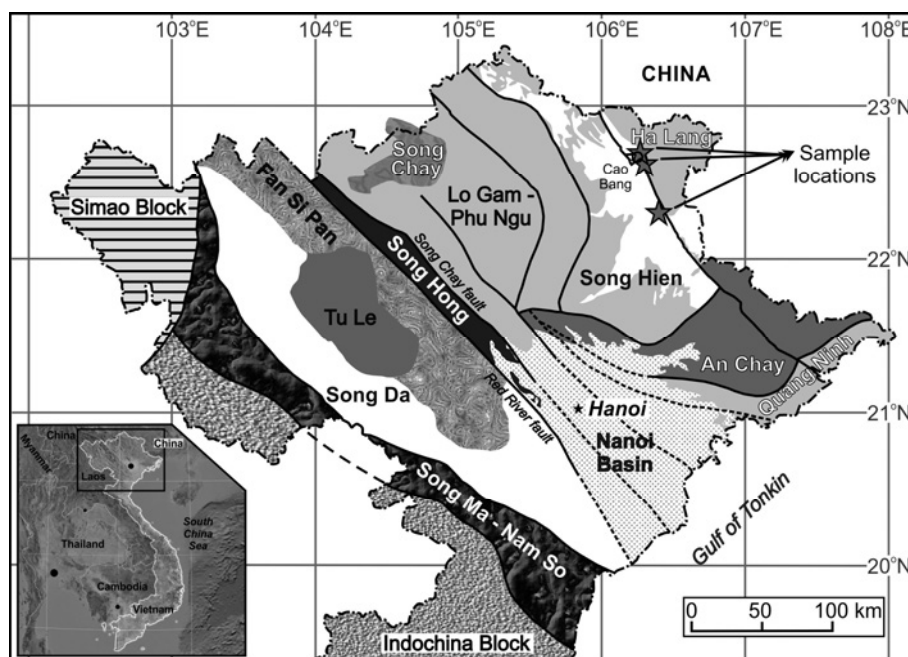
*Ngô Thị Hương<sup>1,2</sup>, Svetlitskaya T.V.<sup>2</sup>, Vũ Hoàng Ly<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup>*Institute of Geological Sciences, Vietnam Academy of Science and Technology, Hanoi, Vietnam, ngothihuong1412@gmail.com*

<sup>2</sup>*VS Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia, svt@igm.nsc.ru*

The territory of North Vietnam is under the scrutiny of the geological community as a junction zone between the Indochina and South China blocks separated at ~230 Ma by the Song Ma suture zone during the Paleotethys Ocean closure and subsequent collision in the Indosinian Orogeny (Carter et al., 2001; Zhang et al., 2013). In northeastern Vietnam, Late Permian–Early Triassic bimodal basalt–rhyolite volcanic suits are distributed, in particular, in the Cao Bang area of the Song Hien structure and belong to the Early Triassic Song Hien Formation (Fig. 1). Magmatic rocks of the Song Hien structure are treated as derivatives of intraplate magmatism associated with the Emeishan plume (Tran et al., 2008; Polyakov et al., 2009; Lepvrier et al., 2011; Faure et al., 2014). Another views include magmatism related to the closure of the Palaeotethys Ocean and the Indosinian collision event (Cai and Zhang, 2009; Halpin et al., 2016) or back-arc magmatism caused by the Sibumasu–Indochina accretion (Tran et al., 2011; Thanh et al., 2014).

SHRIMP U-Pb dating of zircons recorded from the Cao Bang basalt yielded a Concordia age of  $252.2 \pm 4.7$  Ma, which is interpreted as the crystallization age of the mafic volcanic. Among the measurement zircons, there are sporadic grains with ancient cores ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age ~2.2 Ga), which can be regarded as direct evidence of crustal contamination for mafic magmas. SHRIMP U-Pb dating of zircons from the Cao Bang rhyolite gave a Concordia age of  $247.9 \pm 2.2$  Ma, which is interpreted as the crystallization age of the felsic volcanic. The obtained age is similar to that for the Cao Bang rhyolite according to Tran et al. (2008) ( $248.0 \pm 4.5$  Ma; U-Pb, zircon), but is slightly younger than the Cao Bang rhyolite age according to Halpin et al. (2016) ( $254.0 \pm 2.1$  Ma; U-Pb, zircon). Among the measurement zircons, there are several xenogenic grains and grains with ancient cores ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages from 1.6 to 0.8-0.9 Ga), indicating a crustal inputs to felsic magmas.



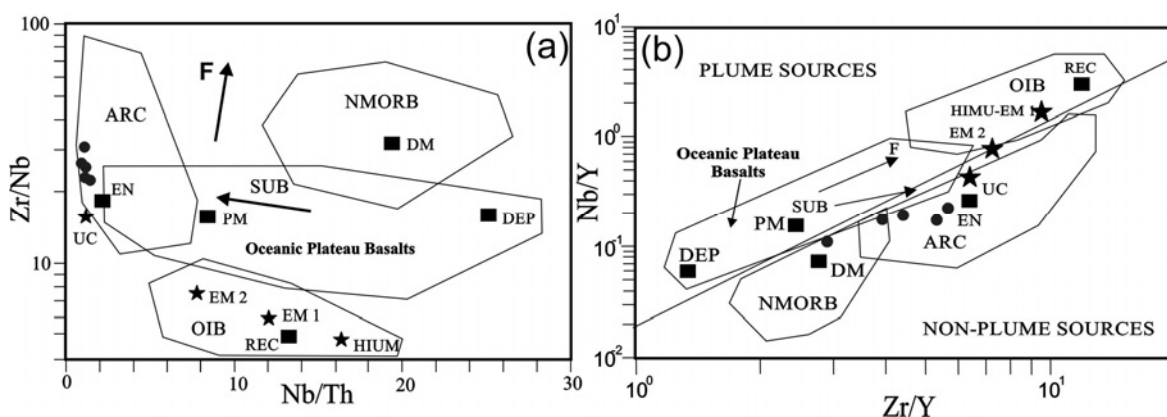
**Fig. 1.** Simplified geological scheme of northern Vietnam showing the position of the Song Hien structure and the locations of sample sites (modified from Tran et al., 2008).

Mafic volcanic rocks of the Cao Bang area are characterized by porphyritic structures and contain from 3 to 40% of clinopyroxene and plagioclase phenocrysts. The phenocrysts are loaded in a hyalopilitic, pilotaxitic or intersertal groundmass consisting of glass with minor clinopyroxene and plagioclase microlites. The rocks are dominated by sub-alkaline tholeiitic to calc-alkaline basalts with 49-52 wt. %  $\text{SiO}_2$ , 5.8–11.4 wt. %  $\text{MgO}$ , 9.5–12.0 wt. %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 0.8–1.2 wt. %  $\text{TiO}_2$ , and 1.7–4.9 wt. %  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ . The observed trends in major element variations with increasing  $\text{SiO}_2$  are consistent with the dominant fractionation of Fe-Mg silicates (clinopyroxene) and plagioclase and are in line with the petrographic data. The basalt samples show low fractionated E-MORB-like REE chondrite-normalized patterns with  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}}$  values of 1.9–3.9. They are weakly enriched in LILE and show strong negative Ta-Nb and Ti anomalies in primitive mantle-normalized trace element diagrams. The studied basalts have negative  $\epsilon\text{Nd}_{(250 \text{ Ma})}$  values of (–7.5) to (–4.1) and high  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(250 \text{ Ma})}$  ratios of 0.7068–0.7100. The geochemical and isotopic features suggest that basaltic parental melts originated from low to moderate degrees of partial melting of enrichment spinel lherzolite comparable to decompression melting of a lithospheric mantle modified by an earlier pre-Late Permian–Early Triassic subduction event. In addition, the Cao Bang basalts are predominantly derived from contaminated magmas that have experienced potential selective contamination and moderate fractionation prior to eruption.

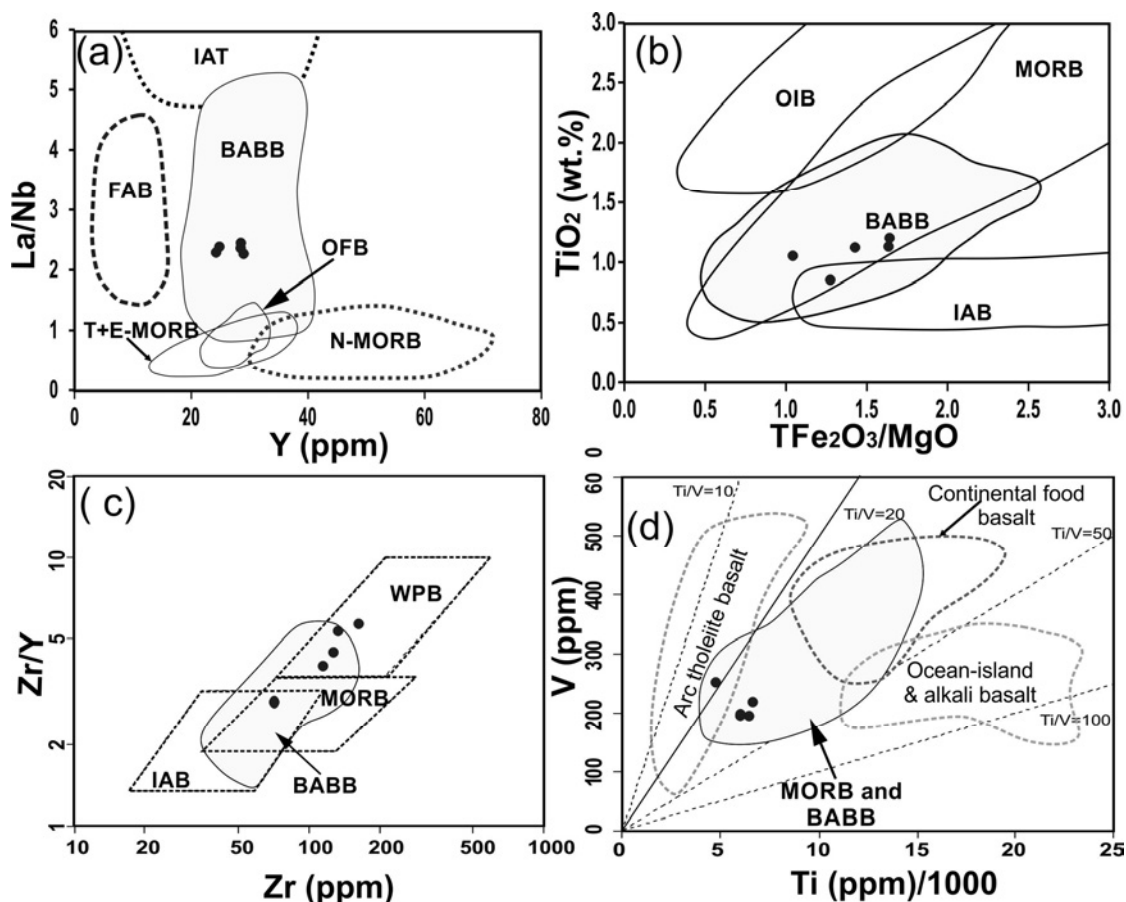
Felsic volcanic rocks of the Cao Bang area show porphyritic structures and contain up to 40% of quartz, plagioclase, feldspar, and biotite phenocrysts embedded with a fine-grained biotite-feldspa-quartz groundmass. The rocks are represented mainly by rhyolite, with minor dacite tuffs, and sometimes contain mafic enclaves. The rhyolites belong to metaluminous varieties and contain 69.1–70.9 wt. %  $\text{SiO}_2$ , 8.1–9.4 wt. %  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ , 12.3–13.7 wt. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 3.0–4.5 wt. %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 0.4–1.6 wt. %  $\text{MgO}$ , and 1.1–2.8 wt. %  $\text{CaO}$ . They exhibit moderate fractionated REE chondrite-normalized patterns with  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}}$  values of 4.0–10.9 and are characterized by primitive mantle-normalized trace element pattern looks similar to those from the Cao Bang basalts, with pronounced negative Ta-Nb and Ti anomalies and moderate LILE enrichments. The petrological and geochemical features coupled with systematically more enrichment whole-rock Sr-Nd isotope compositions ( $\epsilon\text{Nd}_{(250 \text{ Ma})}$  values of (–11.5) to (–8.9);  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(250 \text{ Ma})}$  ratios of 0.7089–0.7166)

suggest that the Cao Bang felsic magmas could have been produced by partial melting of the crustal source, probably Paleoproterozoic in age based on the calculated Sm-Nd  $T_{DM}$  ages (1.8–2.2 Ga), followed by subsequent crust contamination at shallow crust levels. In addition, some similarities in trace element distributions indicate the presence of a common crustal component in both the felsic and mafic magmas. Thus, the petrological, geochemical and Sr-Nd isotopic data advocate the unrelated origin of mafic and felsic magmas during simultaneously partial melting of totally unrelated mantle and crustal sources, respectively.

In the Nb/Th–Zr/Nb and Zr/Y–Nb/Y tectonic discrimination diagrams, all studied mafic volcanic samples plot in the Arc Basalt field within the Non-plume sources area (Fig. 2). Such placement is consistent with derivation of the Cao Bang mafic magmas from an ancient subduction-modified lithospheric mantle, without any contribution from the OIB-like mantle source. The relationships between the La/Nb ratios and the Y contents can be used as an indicator for distinguishing MORB-type and subduction-related (back-arc, for-arc, and island-arc) basalts (Floyd et al., 1991). The Cao Bang basalt samples have moderate La/Nb ratios (2.3 to 2.5) and Y contents (24.5 to 29.2 ppm) and specific to back-arc basaltic rocks and differing from those of for-arc basin basalts or island-arc tholeiites (Fig. 3a). The relatively elevated  $TiO_2$  concentrations also distinguish the studied mafic suits from island-arc basalts (Fig. 3b). In the Zr (ppm) vs Zr/Y diagram, all samples plot mainly within the back-arc basalt field, partially overlapping with the fields of Middle-Ocean Ridge Basalt and Within-Plate Basalt (Fig. 3c). In addition, in the Ti (ppm)–V (ppm) plot, the Cao Bang basalts also occupy the Middle-Ocean Ridge Basalt & Back-Arc Basin Basalt field (Fig. 3d). Thus, the geochemical features point to the formation of the Cao Bang mafic volcanics in a back-arc setting. However, such tectonic position was unrealistic for the Song Hien structure, since subduction of the South China Block (on which the Song Hien structure is situated) beneath the Indochina Block during the Permian-Triassic Paleo-Tethys Ocean closure has been justified by numerous studies (e.g., Lepage et al., 2008, 2011; Faure et al., 2014; Wang et al., 2018), and the development of a back-arc basin on the subducting plate is extremely unlikely. The pronounced back-arc features of the Cao Bang mafic volcanics seem to reflect the dominant extension regime of the downgoing plate, triggering the formation of magmas during decompression melting.



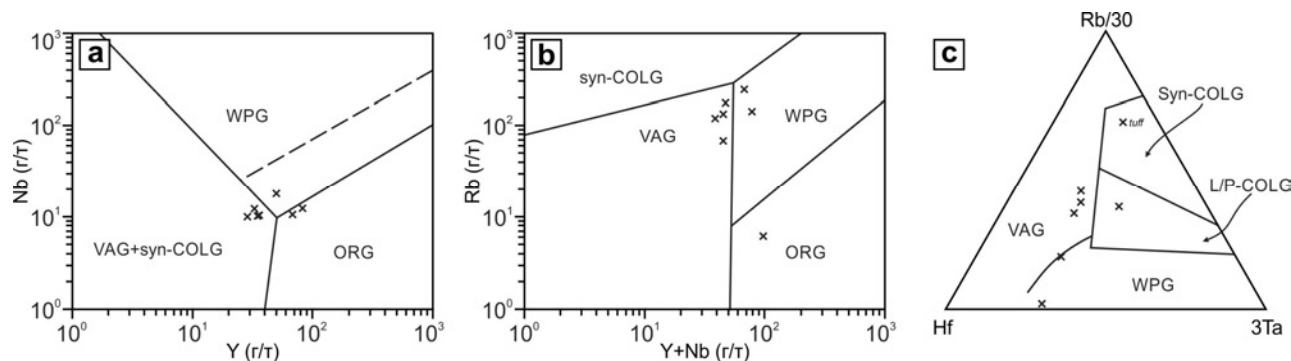
**Fig. 2.** Diagram to identify the mantle compositional components for the Cao Bang mafic volcanic rocks: (a) Plot of Nb/Th–Zr/Nb, and (b) Plot of Zr/Y–Nb/Y (after Condie, 2005). Arrows indicate effects of batch melting (F) and subduction (SUB). UC, upper continental crust; PM, primitive mantle; DM, shallow depleted mantle; HIMU, high mu (U/Pb). Source: EM1 and EM2, enriched mantle sources; ARC, arc-related basalts; NMORB, normal ocean ridge basalt; OIB, oceanic island basalt; DEP, deep depleted mantle; EN, enriched component; REC, recycled component.



**Fig. 3.** Compositions of the Cao Bang mafic volcanic rocks in the tectonic discrimination diagrams: (a) Y (ppm) vs. La/Nb diagram (after Floyd et al., 1991), (b)  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$  vs.  $\text{TiO}_2$  (wt.%) diagrams (after Shuto et al., 2006), (c) Zr (ppm) vs. Zr/Y diagram (after Pearce and Norry, 1979), (d) Ti/1000 vs. V (ppm) diagram (after Shervais, 1982). MORB, mid-ocean ridge basalt; OIB, oceanic island basalt; BABB, back-arc basin basalt; FAB, fore-arc basalt; IAB, island-arc basalt; IAT, island-arc tholeiite; OFB, ocean floor basalts; WPB, within-plate basalt.

The Cao Bang felsic volcanic rocks in the tectonic discrimination diagrams plot mainly in the field of Volcanic Arc Granite reaching slightly into the Within-Plate Granite field (Fig. 4). This position is quite consistent with the formation of rhyolites under the extension regime associated with the rifting of the South China margins and is comparable to the previously proposed tectonic setting for the Cao Bang mafic volcanics. The dominant extensional regime, accompanied by potential decompression melting of a lithospheric mantle enriched during previous subduction events, without any traced contribution from an OIB-type enriched source, all this is in favor of geodynamic settings associated with the Indosinian Orogeny rather than the Emeishan plume for the Permian-Triassic bimodal suites of the Cao Bang area in the Song Hien structure, northeastern Vietnam.

*The reported study was funded by RFBR and VAST according to the research project № 20-55-54001 and government project Grant № HNQT/SPDP/06.17. Additional support came from state assignment of IGM SB RAS. Whole-rock major and trace element compositions were performed at the Analytical Center for Multi-Elemental and Isotope Research SB RAS of the Sobolev Institute of Geology and Mineralogy (IGM SB RAS) at Novosibirsk, Russia. Sr-Nd isotope measurements were carried out at the Common Use Center «Geoanalyst» of the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry (IGG UB RAS) in Ekaterinburg, Russia.*



**Fig. 4.** Compositions of the Cao Bang felsic volcanic rocks in tectonic discrimination diagrams: (a) Plot of Nb (ppm)–Y (ppm) (after Pearce et al., 1984), (b) Plot of Rb (ppm)–(Y + Nb) (ppm) (after Pearce et al., 1984), (c) Diagram of Rb–Hf–Ta (in ppm) (Harris et al., 1986). WPG, within-plate granite; ORG, ocean ridge granite; VAG, volcanic arc granite; syn-COLG, syn-collisional granite; L/P-COLG, late/post-collisional granite.

### References:

- Cai J.X., Zhang K.J. A new model for the Indochina and South China collision during the Late Permian to the Middle Triassic // *Tectonophysics*. 2009. V.467. P. 35–43.
- Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Carter A., Roques D., Bristow C., Kinny P. Understanding Mesozoic accretion in Southeast Asia: Significance of Triassic thermotectonism (Indosinian orogeny) in Vietnam // *Geology*. 2021. V. 29. P. 211–214.
- Faure M., Lévrier C., Nguyen V.V., Vu T.V., Lin W., Chen Z. The South China block-Indochina collision: Where, when, and how? // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2014. V. 79. P. 260–274.
- Floyd P.A., Kelling G., Gocken S.L., Gocken N. Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Miss ophiolitic mélangé, south Turkey // *Chemical Geology*. 1991. V. 89. P. 263–280.
- Halpin J.A., Tran H.T., Lai C.K., Meffre S., Crawford A.J., Zaw Khin. U-Pb zircon geochronology and geochemistry from NE Vietnam: a ‘tectonically disputed’ territory between the Indochina and South China blocks // *Gondwana Research*. 2016. V. 34. P. 254–273.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M.P., Ries A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*: Geological Society of London, Special Publication. 1986. V. 19. P. 67–81.
- Lévrier C., Vuong N.V., Maluski H., Thi P.T., Vu T.V. Indosinian tectonics in Vietnam. *Comptes Rendus Geosciences*. 2008. V. 340. P. 94–111.
- Lévrier C., Faure M., Van V.N., Vu T.V., Lin W., Trong T.T., Hoa P.T. North directed Triassic nappes in Northeastern Vietnam (East Bac Bo) // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. V. 41. P. 56–68.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. P. 956–983.
- Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 69. P. 33–47.
- Polyakov G.V., Shelepaev R.A., Tran T.H., Izokh A.E., Balykin P.A., Hgo T.P., Hung T.Q., Nien B.A. The Nui Chua layered peridotite-gabbro complex as manifestation of Permo-Triassic mantle plume in northern Vietnam // *Russian Geology and Geophysics*. 2009. V. 50 P. 501–516.
- Shervais J.W. Ti–V plots and the origin of modern and ophiolitic lavas // *Earth and Planetary Science Letters*. 1982. V. 59. P. 101–118.
- Shuto K., Ishimoto H., Hirahara Y., Sato M., Matsui K., Fujibayashi N., Takazawa E., Yabuki K., Sekine M., Kato M., Rezanov A.I. Geochemical secular variation of magma source during Early to Middle Miocene time in the Niigata area, NE Japan: asthenosphere mantle upwelling during back-arc basin opening // *Lithos*. 2006. V. 86. P. 1–33.



Thanh N.X., Hai T.T., Hoang N., Lan V.Q., Kwon S., Itaya T., Santosh M. Backarc mafic–ultramafic magmatism in Northeastern Vietnam and its regional tectonic significance // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2014. V. 90. P. 45–60.

Tran T.H., Izokh A.E., Polyakov G.V., Borisenko A.S., Ngo T.P., Balykin P.A., Tran T.A., Rudnev S.N., Vu V.V., Bui A.N. Permo-Triassic magmatism and metallogeny of North Vietnam in relation to Emeishan Plume // *Russian Geology and Geophysics*. 2008. V. 49. P. 480–491.

Tran H.T., Thanh N.X., Halpin J.A., Zaw K. The occurrence of ophiolite-style assemblages along Sino-Vietnam border, Northeastern Vietnam and its implication to the tectonic evolution of Northeastern Indochina. In: *Proceedings of the International Conference on Geology. Geotechnology and Mineral Resources of Indochina (GEOINDO 2011)*, Khon Kaen. 2011. V. 34. P. 479–488.

Wang Y., Qian X., Cawood P.A., Liu H., Feng Q., Zhao G., Zhang Y., He H., Zhang P. Closure of the East Paleotethyan Ocean and amalgamation of the Eastern Cimmerian and Southeast Asia continental fragments. *Earth-Science Reviews*. 2018. V. 186. P. 195–230.

Zhang R.Y., Lo C.-H., Chung S.-L., Grove M., Omori S., Iizuka Y., Liou J.G., Tri T.V. Origin and tectonic implication of ophiolite and eclogite in the Song Ma Suture Zone between the South China and Indochina Blocks. *Journal of Metamorphic Geology*. 2013. V. 31. P. 49–62.

## PEGMATITES FROM THE PB-ZN DEPOSITS IN CENTRAL RHODOPES, SOUTH BULGARIA

*Vassileva R.D., Milenkov G., Georgieva S.*

*Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, Sofia, Bulgaria; rosivas@geology.bas.bg*

### *Introduction*

The Rhodopes (often referred as Rhodope Massif, Rhodope Zone or Rhodopean Metamorphic Complex) are a major tectonic unit on the Balkan Peninsula with complex Alpine (Late Jurassic to late Oligocene) tectono-metamorphic history. Early compressional and later extensional periods are recognized in the tectonic interpretations. Cretaceous to Paleogene crustal thickening and peak metamorphism in the Central Rhodopes (south Bulgaria) mark the compressional stage. Eocene granitoids (~42 Ma, Smilian granite) and later rhyolite dykes (~32 Ma) and ignimbrites (Smolyan basin) record the extension (Hantsche et al., 2021 and references therein).

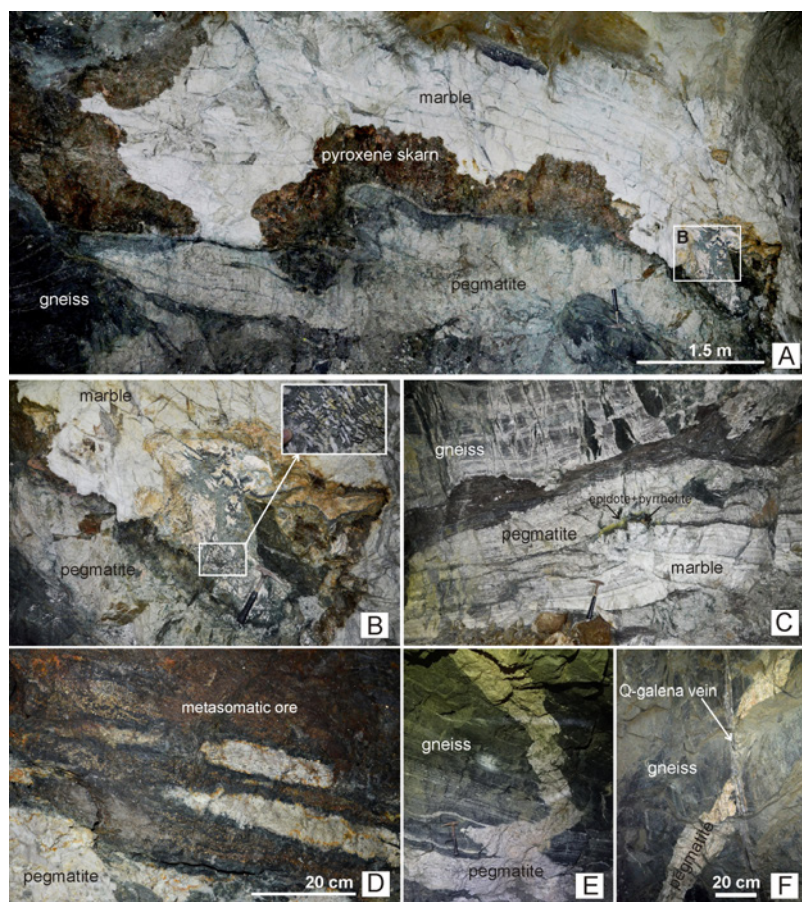
Tertiary (~30 Ma) Madan, Laki, Ardino and Davidkovo ore districts, located in this part of the Rhodopes, are hosted by high grade metamorphic rocks (various gneisses, amphibolites, marbles). The metal sources and related magmatism are still controversial, although the intensive underground mining activity revealed the presence of extensive pegmatite bodies in depth. Here we present the geological position, mineral composition and zonal distribution of minerals in the pegmatites as well as in-situ U-Pb age on titanite.

### *Geological position*

The economic Pb-Zn (+Ag; Cu) mineralization in the Madan district is mined since 1940 in more than 30 underground (6 are still in production) deposits with average grades of 2.54 wt.% Pb and 2.1 wt.% Zn, producing over 100 Mt of ore till the end of 20<sup>th</sup> century. The larger deposits are related to six subparallel fault zones with lengths up to 15 km. Polymetallic veins and skarn-hosted metasomatic bodies accumulate the sulphide mineralization. Veins are widespread with typical lengths between 500 m and 2 to 2.5 km and widths up to 10 m (more commonly 1–2 m). Carbonate replacement ore bodies are formed at the intersections of ore-bearing faults with marbles. Their thickness is controlled by the host carbonate layers (usually is 4–5 m). The hydrothermal mineralization within the morphogenetic types is uniform: galena and sphalerite with chalcopyrite and pyrite, quartz and carbonates, with additional johannsenite becoming important in the skarn-hosted bodies (Vassileva et al., 2009).



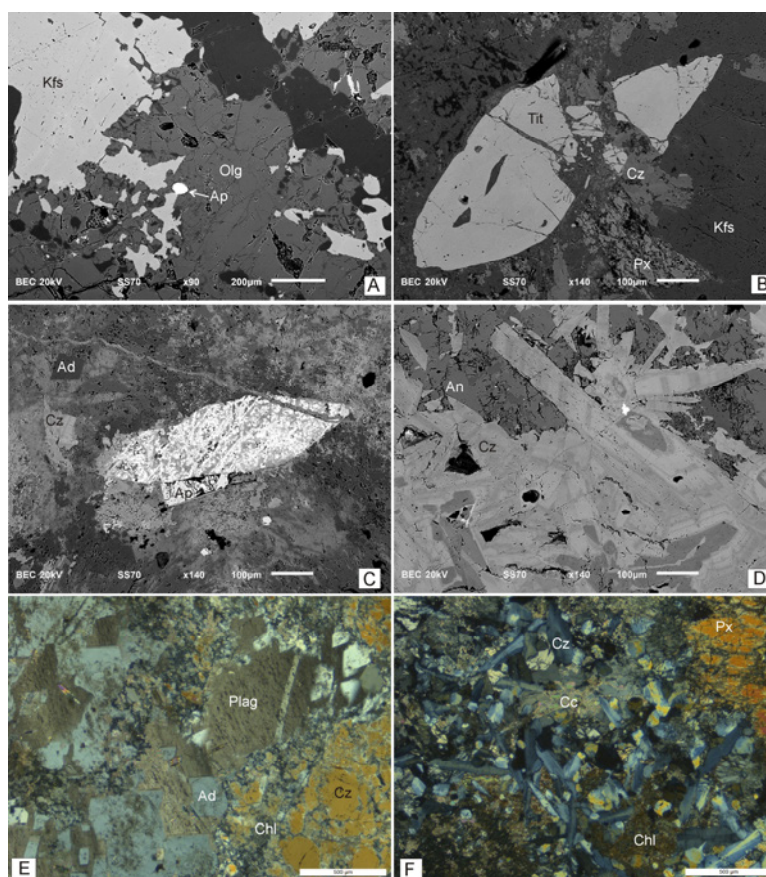
Clear genetic relationship between ore mineralization and causative magmatic body in the Central Rhodopean deposits is still debatable. Apart from the scarce rhyolite dykes, outcropped mainly on the surface, extensive pegmatite occurrence is observed in depth. Abundant conformable and rarely crosscutting pegmatite bodies are typical for Petrovitsa (Fig. 1A-C), Kroushev Dol, Gjudjurska and Djurkovo (Fig. 1D-F) deposits. The vast majority of such injections are presented by concordant bodies with respect to the main metamorphic lithologies – biotite gneisses and marbles. The bedded pegmatite intrusions suffer deformation as the host metamorphic sequence and often occur along contacts with carbonate rocks. Their thickness varies in wide range – from 20-30 cm to 3-4 m even more. Applied detailed petrographic investigation shows no evidence of intensive interaction between the aluminosilicate and carbonate rocks (Fig. 1A-C). Mostly, the contacts of the observed bodies underground are sharp. Field relationships and recent geochronological data (Milenkov et al., 2020; Hantsche et al., 2021) in Petrovitsa deposit suggest that skarns and skarn-hosted metasomatic sulphide mineralization (Fig. 1A) after marbles do not result from pegmatite emplacement. Their obvious later formation is evidenced also by the intensive hydrothermal alteration of the pegmatites in the process of ore deposition. LA-ICP-MS U-Pb geochronology on pegmatite-hosted titanite crystals (outcrop on Fig. 1A) yielded ages  $\sim 50$  Ma (Milenkov et al., 2020).



**Fig. 1.** Position and relationships of pegmatite bodies within the metamorphic sequence: A) concordant pegmatite body in association with lately skarnified marbles hosting sulphide mineralization; B) relationships of mineralized skarns (rhythmic-banded zebra textures) and pegmatite; C) bedded pegmatite body emplaced between altered gneisses and marble; D) pegmatite relics in massive metasomatic ore mineralization; E) concordant to gneisses (in the lower part of the section) to discordant and crosscutting (in the upper part) pegmatite dyke; F) quartz-galena hydrothermal fracture filling shifting pegmatite. A, B, C – Petrovitsa deposit; D, E, F –Djurkovo deposit.

### Results and discussion

The mineral composition of the studied pegmatite bodies does not differ from the general pegmatite mineralogy – feldspars and quartz (Fig. 2A). Mineral relationships and petrographic investigation revealed that quartz quantity is 20-30 % of the rock volume and plagioclases prevail over K-feldspars. The accessory minerals are presented by allanite, zircon, apatite and abundant titanite (Fig. 2B). A case study from the Petrovitsa deposit gave opportunity to determine the zonal distribution of the minerals by sampling along profile across certain pegmatite body. Potassic feldspars dominate in the central zones of the dyke, together with some albite. In the intermediate zones oligoclase prevails, while on the contacts with the marbles, plagioclase is presented by pure anorthite. The acid fluids precipitating the sulphide mineralization led to overprinted hydrothermal alteration after the aluminosilicate rocks with formation of adularia, epidote group minerals (mainly clinozoisite, Georgieva et al., 2020), chlorite and carbonates (Fig. 2 C-E). Clinocllore and clinozoisite are spatially attached along the lithological boundaries. Often the magmatic titanite crystals are transformed to leucoxene (Fig. 2 C). Hydrothermal titanite formation, though, marks zones along the contacts between aluminosilicate rocks (gneisses and pegmatite) and marbles in both environments. Obtained in-situ U-Pb ages on such later titanite crystals are generally in the range of 37.7-39 Ma (Milenkov, unpubl. data), corresponding to some extend with the magmatic events of emplacement of Smilian and Yugovo granites (~42 Ma).



**Fig. 2.** Mineral relationships in the pegmatite: A) Feldspar assemblage; B) Large magmatic titanite crystal suffered brittle deformation; C) Titanite transformation to leucoxene; D) Clinozoisite zonal euhedral crystal after anorthite; E) Adularization of the plagioclase and chloritization of the epidote; F) Hydrothermal alteration products after pegmatite. Abbreviations refer to: Ad – adularia; Ap – apatite; An – anorthite; Cc – carbonate; Chl – chlorite; Cz – clinozoisite; Kfs – potassic feldspar; Olg – oligoclase; Plag – plagioclase; Px – clinopyroxene



According to the geological position and mineral-geochemical characteristics, the pegmatites from the Central Rhodopean Pb-Zn deposits belong to the rare-earth group and albite-oligoclase-microcline subtype (Ivanov, 1991). The compiled geological data for the studied rocks correspond to some extent to NYF- or mixed type in the classification of Černý, Ercit (2005).

Despite the debate for the causative magmatism in Central Rhodopean Pb-Zn deposits and based on the geochronological and geochemical data, it is evident that pegmatite formation took place long before the economic mineralization, suggesting it could not be interpreted as source crustal magmatism. Instead, the pegmatite bodies mined in the deposits have potential for other commodities and concentration of strategic elements.

*The study is supported by the KP-06-N34/4 project, financed by the Bulgarian National Science Fund*

#### References:

- Černý P., Ercit T.S. The classification of granitic pegmatites revisited//Can. Mineral. 2005. 43. 2005–2026.
- Georgieva S., Vassileva R.D., Milenkov G., Georgieva Y., Lutov G., Stefanova E. Clinzoisite from the Petrovitsa Pb-Zn deposit, Madan region, Central Rhodopes // Review of the Bulgarian Geological Society. 2020. 81. 3. 37–39
- Hantsche A.L., Kouzmanov K., Milenkov G., Vassileva R.D., Vezzoni S., Dini A., Sheldrake T., Laurent O., Guillong M. Metasomatism and cyclic skarn growth along lithological contacts: physical and geochemical evidence from a distal Pb-Zn skarn. // Lithos. 2021. accepted
- Ivanov I. 1991. The Granite Pegmatites in Bulgaria. Sofia: Publishing House of the Bulgarian Academy of Sciences, 205 p. (In Bulgarian with English abstract)
- Milenkov G., Vassileva R.D., Peytcheva I., Grozdev V. U/Pb dating and trace element compositions in pegmatite-hosted titanite from the Petrovitsa Pb-Zn deposit, Madan district, South Bulgaria // Review of the Bulgarian Geological Society. 2020. 81. 3. 90–92
- Vassileva R.D., Atanassova R., Bonev I.K. A review of the morphological varieties of the ore bodies in the Madan Pb-Zn deposits, Central Rhodopes, Bulgaria. // Geochem., Mineral. Petrol. 2009. 47. 31–49.

## THE ISOTOPIC AND GEOCHEMICAL SYSTEMATICS OF THE TAJNO ULTRAMAFIC-ALKALINE-CARBONATITE MASSIF, NE POLAND

**Wiszniewska J.B.<sup>1</sup>, Petecki Z.<sup>1</sup>, Krzemińska E.<sup>1</sup>, Grabarczyk A.M.<sup>2</sup>, Demaiffe D.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Polish Geological Institute-National Research Institute, Rakowiecka 4, 00-975 Warsaw, Poland,  
janina.wiszniewska@pgi.gov.pl

<sup>2</sup>Faculty of Geology, University of Warsaw, Żwirki i Wigury 93, PL-02-089 Warsaw, Poland

<sup>3</sup>Université Libre de Bruxelles (ULB), Département Géosciences, Environnement et Société, 50 av. F.  
Roosevelt, B-1050 Bruxelles, Belgium

### Introduction

Carbonatites are the most important REE-bearing rocks on the Earth. They occur as neck-like or irregular veins and are associated with polyphase alkaline intrusions, characterized by a variety of plutonic and volcanic rock types (Wolley and Kempe, 1989).

The Carboniferous (348 Ma: zircon U-Pb age from the albitite) Tajno clinopyroxenite-carbonatite complex, within Proterozoic crystalline basement of NE Poland, was identified using regional magnetic and gravity surveys and then explored by numerous drillings (Fig. 1.). The Tajno massif, as most carbonatite-bearing intrusions, are located within stable, intra-plate settings, controlled by deep fracture zones and rifting.

### Geological settings and petrography

The Palaeozoic Tajno clinopyroxenite-carbonatite intrusion, located in NE Poland, is hidden by ca. 600 m thick Meso-Cenozoic sediments (Ryka, 1992). The Tajno igneous body intruded older



Late Proterozoic crystalline rocks of the Mazowsze Domain, which belongs to the EEC (Krzemińska et al., 2017). The Tajno complex (~12 km<sup>2</sup>), together with the Ełk alkaline-nepheline syenite intrusion and the Pisz gabbro-syenite intrusion was discovered in the late 1950s. Twelve boreholes, to the maximum depth of ca. 1800 m were drilled to sample Tajno rocks for petrological and geochemical investigations.

The Tajno complex is mainly composed of clinopyroxenites surrounded by syenites, which form the outermost parts of the complex. Two end-members of syenites can be distinguished (Demaiffe et al, 2005; 2013): (1) syenites with early-formed tabular and weakly zoned clinopyroxene (Mg#: 0.76–0.63; low Na<sub>2</sub>O: up to 1.22 wt. %), titanite, and apatite in large K-feldspar; and (2) nepheline syenites with large twinned K-feldspar and late-stage, strongly zoned clinopyroxene (Mg#: 0.23; Na<sub>2</sub>O up to 4.35 wt. %) and nepheline crystals. Albitites, occurring in Tajno complex, could result from the albitization of former syenites induced by the infiltration of carbonatitic melts. Clinopyroxenites have typical cumulate textures with diopside + magnetite + titanite and subordinate amounts of apatite and rare olivine. Interstitial phlogopite, amphibole and alkali feldspar fill the intercumulus space (Ryka, 1992; Demaiffe et al., 2005; 2013). The central (800 m in diameter) volcanic pipe contains crushed fragments of alkaline volcanic rocks (e.g. trachytes, phonolites, foidites) crosscut and cemented by carbonatite veins up to 50 cm thick. Three stages of carbonatite have been recognized (Ryka, 1992): (1) the early stage represented by calciocarbonatites have only been found as fragments in the central breccia; (2) the main stage occurs as veins and cement in the chimney breccia and crosscut the clinopyroxenites and syenites; (3) late-stage carbonatites, composed of ferroan dolomite and ankerite, are related to late hydrothermal activity.

#### *Geochemistry*

The Tajno carbonatites have very low Nb content (0.5–4.7 ppm) with very low modal abundances of Nb-bearing minerals (perovskite and pyrochlore groups). The Nb/Y ratio is low implying a derivation from the mantle rather than from metasomatic fluids (Pilet et al. 2004). Clinopyroxenites and syenites have significantly higher Nb content (21 to 165 ppm) presumably included in titanite. All rocks have LREE enriched patterns with no Ce nor Eu anomalies. Carbonatites have significantly higher (La/Yb)<sub>N</sub> ratios (60–220) than the clinopyroxenites (32 to 57). The sum of the REE content ranges from 1307 to 2013 ppm for carbonatites and from 318 to 754 ppm for clinopyroxenites. The REE<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content varies between 0.1 and 0.5%. Tajno carbonatites are highly enriched in LILE (Sr, Ba and LREE) compared to the silicate rocks. The Sr content (28000–49000 ppm) reflects the occurrence of numerous strontianite inclusions in the calcite grains. The HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, and Ti) are typically depleted in carbonatites relative to the LREE. On primitive mantle-normalized multielement diagram, all Tajno rocks display strong incompatible element enrichments relative to the primitive mantle and strong negative anomalies for Rb, K, P and Ti and to a lesser extent for Zr (Fig. 2).

#### *Isotope geochemistry*

Carbonatites are remarkably homogeneous: the initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.70370 to 0.70380 and the εNd(t) = +3.3 to +0.7. Clinopyroxenites have slightly higher initial Sr isotopic ratios (0.7039 to 0.7048) and more dispersed εNd values (+5.73 to - 0.68). The isotopic compositions of the syenites are overlapping clinopyroxenites, suggesting their comagmatic origin. Albitites, although interpreted as metasomatic rocks, are comparable to carbonatites. Bell and Ryka (unpubl. data, 1992) measured the isotopic compositions of 5 fluorites (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr: 0.7038 to 0.7040 and εNd: +2.34 to -0.50) which fall in the range of Tajno carbonatites and suggests that fluorite crystallized directly from the carbonatite melt. All initial Nd-Sr isotope data of the Tajno carbonatites plot in the depleted mantle quadrant (εNd >0; <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr <0.7040) of the Nd-Sr diagram (Fig. 3). The Pb isotopic compositions for Tajno carbonatites are tightly clustered around <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb= 17.90 to 18.50; <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb= 15.49 to 15.53 and <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb around 37.6-38. The two syenites have slightly



higher  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , around 19.0-19.2. Carbonatites are easily subjected to secondary alteration processes which can modify their primary stable isotope composition. This is well evidenced by stable C and O isotope compositions of the Tajno carbonates where C-O isotope of the Tajno calcite samples suggests the existence of 3 groups of calcite: (1) a group considered as typical mantle-derived carbonatites; (2) a group with both higher  $\delta^{18}\text{O}$  (10 to 15 ‰) and  $\delta^{13}\text{C}$  (-5 to +2 ‰) values; (3) a group of calcites with still higher  $\delta^{18}\text{O}$  (15 to 24 ‰) and  $\delta^{13}\text{C}$  (3 to 7 ‰).

#### *Discussion*

The radiogenic (Sr, Nd, and Pb) and stable (C and O) isotopic compositions of rocks provide evidence for a mantle source of the parental magma/magmas of Tajno complex. There is a slight isotopic difference between the carbonatites and the alkaline silicate rocks: the later have positive initial  $\epsilon\text{Nd}$  values but with higher Sr isotopic ratios. This implies either that carbonatites and silicate rocks were derived from slightly different mantle sources (heterogeneous mantle) or the silicate rocks were crustally contaminated during their emplacement. The depleted mantle source signature of the Tajno carbonatites with the strong LILE and LREE enrichment require a very low degree of partial melting of the mantle or would indicate a metasomatic enrichment of the mantle source. The Tajno carbonatites have relatively low  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  values (< 18.5), which ruled out the highly radiogenic HIMU mantle component. The present-day Pb isotopic compositions of the carbonatites fall with the FOZO (“Focal ZOne”) deep mantle reservoir, considered as relatively primitive, which strengthens the conclusions derived from Sr and Nd data (Fig. 3).

Large ranges for C-O isotope composition of the Tajno calcite suggest the coexistence of several generations of calcite within the upper part of chimney breccia and can record a continuous shift from the primary magmatic values (“primary igneous carbonatites”) towards the high C and O values characteristic for the Phanerozoic limestones due to fractionation during magmatic differentiation or secondary hydrothermal processes. Further changes would record isotopic exchange during fluid interactions and/or fluid mixing with lower temperature fluids or meteoric waters.

Considering the geographical proximity (the East European Craton) and emplacement ages (Late Paleozoic) Tajno complex and the Kola Province intrusions (NW Russia and Finland) can be compared. Both occurrences contain ultramafic cumulates, various syenites and several generations of carbonatites. Subtle differences can also be noted: dunites (called “olivinites”) associated to clinopyroxenites and phoscorites are typically related to carbonatites in Kola and do not occur in Tajno (Wall and Zaitsev, 2004). Feldspathoids are significantly less abundant in Tajno rocks: syenites predominate over agpaitic nepheline-syenites (the reverse is observed in Kola) (DemaiFFE et al., 2005). Perovskite mined as loparite  $(\text{Ce,Na,Ca})_2(\text{Ti,Nb})_2\text{O}_6$  in Kola (Lovozero intrusion) is absent in Tajno while titanite in clinopyroxenites is abundant. These differences suggest higher silica activity in the Tajno parental magma than in the Kola ones. The typical Zr- and Nb-rich minerals, frequent in carbonatites worldwide, are extremely rare in Tajno. Instead, REE-bearing minerals (burbankite, parisite, synchysite and bastnäsite) are widespread in Tajno.

This geophysical and petrological research were funded by the Polish Geological Institute – National Research Institute project 61.6701.1801.00.0 and the stable isotope analyses were funded by Ministry of Science and Higher Education PGI-NRI internal grants no.00.8520.1401.00.0.

#### **References:**

Brassinnes S., DemaiFFE D, Balaganskaya E., Downes H. New mineralogical and geochemical data on the Vuorijarvi ultramafic, alkaline and carbonatitic complex (Kola Region, NW Russia)// *Mineralogia*. 2003. V. 72. P. 79–86.

Brassinnes S., Wiszniewska J., DemaiFFE D. A LA-ICP-MS study of carbonates from late-stage carbonatite veins in the Tajno massif (Poland)// *Special Papers PTMin.*. 2005. V. 26. P. 25–28.



Demaiffe D., Wiszniewska J., Brassinnes S. A petrological-geochemical overview of the Tajno carbonatite complex (NE Poland): comparison with the Kola Carbonatite Province (Russia)// Special Papers PTMin. 2005. V. 26. P. 29–35.

Demaiffe D., Wiszniewska J., Krzemińska E., Williams I. S., Stein H., Brassinnes S., Ohnenstetter D., Deloule E. A hidden alkaline and carbonatite province of early Carboniferous age in northeast Poland: Zircon U-Pb and pyrrhotite Re-Os geochronology// The Journal of Geology. 2013. V. 121. № 1. P. 91–104.

Krzemińska, E., Krzemiński, L., Petecki, Z., Wiszniewska, J., Salwa, S., Żaba, J., Gaidzik, K., Williams, I.S., Rosowiecka, O., Taran, L., Johansson, Å., Pécskay, Z., Demaiffe, D., Grabowski, J., Zieliński, G., 2017. Geological Map of Crystalline Basement in the Polish Part of the EEP 1:1000000. Warszawa: PGI. 2017.

McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth// Chemical Geology. 1995. V. № 5. P. 1050–1056.

Pilet S., Hernandez J., Bussy F., Sylvester P.J. Short-term metasomatic control of Nb/Th ratios in the mantle sources of intraplate basalts// Geology. 2004. V. 32. № 2. P. 113–116.

Ryka W. 1992. Geology of the Tajno massif carbonatites// Prace PIG. V. 139. P. 43–78.

Wall F., Zaitsev A.N. Phoscorites and Carbonatites: From Mantle to Mine. London: Mineralogical Society. 2004.

Verhulst A., Balaganskaya E., Kirnarsky Yu., Demaiffe D. Petrological and geochemical (trace elements and Sr-Nd isotopes) characteristics of the Paleozoic Kovdor ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion (Kola Peninsula, NW Russia)// Lithos. 2000. V. 51. P. 1–25.

Wolley A.R., Kempe D.R.C. Carbonatites: Genesis and Evolution. London: Unwin-Hyman. 1989. 1–14 pp.

Zaitsev A.N., Williams C., Jeffries T.E., Strekopytov S., Moutte J., Ivashchenkova O.V., Spratt J., Petrov S.V., Wall F., Seltmann R., Borozdin A.P. Rare earth elements in phoscorites and carbonatites of the Devonian Kola Alkaline Province, Russia: Examples from Kovdor, Khibina, Vuoriyarvi and Turiy Mys complexes// Ore Geology Reviews. 2014. V. 61. P. 204–225.

## ФИЗИКА И ХИМИЯ МИНЕРАЛОВ КАК КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ЗЕМЛИ

**Оганов А.Р.**<sup>1,2,3</sup>

<sup>1</sup>Сколковский Институт Науки и Технологий, Большой бульвар, д. 30 с. 1, Москва, 121205, Россия.

<sup>2</sup>Лаборатория Кристаллохимии, ГЕОХИ РАН, ул. Косыгина, д. 19, Москва, 119334, Россия.

<sup>3</sup>НИТУ МИСИС, Ленинский просп., д. 4, Москва, 119049, Россия.

Многие характеристики Земли известны – ее размер, момент инерции и распределение плотности, ее магнитное поле, 3D-распределение сейсмических скоростей, тепловой поток с поверхности, детальный химический состав коры и приблизительные составы мантии и ядра; известна и непрерывно пополняется обширная геологическая летопись. Чтобы связать все эти характеристики и построить единое понимание динамики и эволюции нашей планеты, необходимо знать физические и химические свойства минералов Земли при характерных для них температурах и давлениях. В этом докладе будет кратко рассказано о моих работах по следующим вопросам:

(1) Расшифровка 3D-распределения температуры мантии Земли с использованием данных сейсмической томографии и рассчитанных упругих свойств минералов [1].

(2) Оценка теплового потока из ядра в мантию, основанная на температурном профиле Земли и теплопроводности мантийных минералов [2].

(3) Открытие MgSiO<sub>3</sub> пост-перовскита и объяснение с его помощью свойств слоя D'' [3,4]. Объяснение декадных вариаций продолжительности суток с помощью повышенной электропроводности пост-перовскита [5].



(4) Поведение ряда элементов под давлением: реакционная способность гелия [6], валентное диспропорционирование железа [7,8], коренное изменение электроотрицательности некоторых элементов (Na, Mg, Cu, Ag), из которого следует изменение их геохимического поведения [10-12].

*Работа поддержана Российским Научным Фондом (грант 19-72-30043).*

#### **Литература:**

- [1] Oganov A.R., Brodholt J.P., Price G.D. (2001). The elastic constants of MgSiO<sub>3</sub> perovskite at pressures and temperatures of the Earth's mantle. // Nature 411, 934-937.
- [2] Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Гладкочуб Д.П., Горячев Н.А., Дервянко А.П., Донская Т.В., Кравчинский В.А., Оганов А.Р., Писаревский С.А. (2021). Геологическая эволюция Земли: от космической пыли до обители человечества. В печати.
- [3] Murakami M., Hirose K., Kawamura K., Sata N., Ohishi Y. (2004). Post-perovskite phase transition in MgSiO<sub>3</sub>. // Science 304, 855-858.
- [4] Oganov A.R. & Ono S. (2004). Theoretical and experimental evidence for a post-perovskite phase of MgSiO<sub>3</sub> in Earth's D" layer. // Nature 430, 445-448.
- [5] Ono S., Oganov A.R., Koyama T., Shimizu H. (2006). Stability and compressibility of high-pressure phase of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> up to 200 GPa: implications for electrical conductivity at the base of the lower mantle. // Earth Planet. Sci. Lett. 246, 326-335.
- [6] Dong X., Oganov A. R., Goncharov A. F., Stavrou E., Lobanov S., Saleh G., Qian G.R., Zhu Q., Gatti C., Deringer V. L., Dronskowski R., Zhou X.-F., Prakapenka V. B., Konôpková Z., Popov I. A., Boldyrev A. I., Wang H.-T. (2017). A stable compound of helium and sodium at high pressure. // Nature Chemistry, 9, 440-445.
- [7] Frost D.J., Liebske C., Langenhorst F., McCammon C.A., Tronnes R.G., Rubie D.C. (2004). Experimental evidence for the existence of iron-rich metal in the Earth's lower mantle. Nature 428, 409-412.
- [8] Zhang F., Oganov A.R. (2006). Valence and spin states of iron impurities in mantle-forming silicates. // Earth Planet. Sci. Lett. 249, 436-443.
- [9] Ma Y., Eremets M.I., Oganov A.R., Xie Y., Trojan I., Medvedev S., Lyakhov A.O., Valle M., Prakapenka V. (2009). Transparent dense sodium. // Nature 458, 182-185.
- [10] Dong X., Oganov A.R., Cui H., Zhou X.F., Wang H.T. (2021). Electronegativity and chemical hardness of the elements under pressure. Submitted.
- [11] Tantardini C., Oganov A.R. (2021). Thermochemical electronegativities of the elements // Nature Communications 12, 2087.
- [12] Allahyari Z., Oganov A.R. (2020). Nonempirical definition of Mendeleev numbers: organizing the chemical space // J. Phys. Chem. C124, 23867-23878.

---

## **ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ КИМБЕРЛИТОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯКУТИИ**

***Яковлев Д.А., Костровицкий С.И.***

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, dimasiky0@ya.ru*

Номенклатура кимберлитов является наиболее специфичной задачей вследствие ряда проблем, таких как: недостаточная изученность генезиса кимберлитовых расплавов, гибридная природа кимберлитов и сложность морфологии кимберлитовых тел. В последние десятилетия взгляды на происхождения кимберлитовых пород, их внедрение и становление



как вулканических аппаратов существенно дополнены новыми данными (Porritt and Cas, 2009; Kurszlaukis & Lorenz 2016; Sparks, 2013; Gernon et al, 2012; Hetman et al., 2017; Masun et al., 2008; Howarth and Skinner, 2013; Howarth et al., 2018; Mitchell 2017; Walter et al., 2006; Moss & Russell 2011; *Webb & Hetman 2021*). Также изменилась терминология и интерпретация составляющих компонентов кимберлитовых пород (табл. 1), что повлекло за собой разработку новых вариантов классификаций (Field and Smith Scott 1998; Cas et al. 2008; Scott Smith et al, 2013, 2018).

**Таблица 1.** Сопоставление зарубежной и отечественной кимберлитовой терминологии.

Зарубежный термин	Описание зарубежного термина (after Scott Smith et al, 2013, 2018, <i>Gernon et al, 2012</i> , Sparks, R.S.J. 2013, Hetman, 2017, Porritt, 2012, Moss et al, 2011, Kurszlaukis & Lorenz, 2008, Cas et al, 2009, <i>Webb &amp; Hetman 2021</i> ).	Отечественный аналог термина с определением
Когерентный кимберлит Coherent kimberlite (СК)	Кимберлит образованный в результате непосредственного затвердевания значительного объема магмы без существенных следов фрагментации магмы на любом уровне кимберлитобразующей системы (т.е. при отсутствии признаков взрывных, седиментационных и других процессов, переработки и переотложения первоначальной кимберлитовой магмы). Типичный когерентный кимберлит представлен в интрузивных дайках, жилах	Порфиновый кимберлит (ПК) - кимберлит массивной текстуры порфировой структуры, содержащий от 0 до 5% ксенолитов вмещающих пород или ксенокристов.
Вулканокластический кимберлит Volcaniclastic kimberlite (VK) or <i>Magmaclastic kimberlite (Webb &amp; Hetman 2021)</i>	Вулканогенные обломочные горные породы или неконсолидированные отложения, которые состоят из вулканических обломков, независимо от способа их фрагментации и переотложения (напр. туффизиты, туфобрекчии, автобрекчии, осадочные брекчии кимберлита)	Кимберлитовая брекчия (КБ) - порода брекчиевой текстуры с разной насыщенностью макрокристов ОI замещенного Srp и Cal; содержит обломки вмещающих пород от 5 до 50 % и более.
Пирокластический кимберлит Pyroclastic kimberlite (PK)	Вулканокластический кимберлит с высоким содержанием ксенолитов ВП (более 5%) и значительными вариациями по размеру и характеру распределения зерен. Пирокластический кимберлит, образовался при вулканических извержениях в процессах, как взрывного характера, так и флюидизации как правило, консолидированный в результате пирокластических процессов, без следов переотложения.	Кимберлитовая брекчия (КБ). Автолитовая кимберлитовая брекчия (АКБ) - кимберлитовая брекчия, содержащая автолиты (см. ниже).
Переотложенный вулканокластический кимберлит Resedimented volcaniclastic kimberlite (RVK)	Тонко-, мелкозернистая, с полосчатой текстурой порода, обнаруживаемая, в основном, в кратерной части трубок, содержащая пирокластический и часто некимберлитовый посторонний материал. В некоторых случаях используют термин эпикластический кимберлит.	Туфовидная брекчия кимберлита слоистой текстуры (как правило, отсортированная), в кратерных частях трубок.





Магмакласт Magmaclast	Общий описательный термин для округлых (от сферических до амбовидных), пластичных во время консолидации связующей массы фрагментов кимберлитовой магмы, образованных в результате процессов дифференциации и вулканической фрагментации расплава. Делятся на сегрегации расплава и ювенильные пирокласты.	Автолит ( <i>устар</i> ) – округлое включение кимберлита предыдущей фазы размером от 0.2мм до 5-5см.
Сегрегации расплава или "кочки расплава" melt segregations (juvenile clasts)	Дискретные фрагменты (магмакласты) несмеси-вающего расплава во вмещающем когерентном кимберлите (или в богатой летучими флюидной фазе когерентного кимберлита), которые образуются в результате охлаждения и кристаллизации магмы без участия эксплозивных процессов на начальных стадиях процессов дегазации или ликвации кимберлитового расплава.	Автолит
Ювенильные пирокласты или расплавные пирокласты melt-bearing pyroclasts (juvenile pyroclasts)	Фрагменты расплава, которые образуются путем фрагментации и быстрого охлаждения магмы во время эксплозивных вулканических извержений в кратерной части трубки или в процессе флюидизации в приповерхностных условиях.	Автолит
Аккреционный пирокласт (или аккреционные лапилли) accretionary clast (accretionary lapilli)	Округлые мелкозернистые вулканические составляющие, включая кристаллы, пепел, тефру и другие, которые образуются путем добавления концентрических слоев влажного пепла вокруг центрального ядра при повышенной влажности среды и постепенном слипании пылевых частиц.	Автолит
Автолит Autolith	Включение консолидированного кимберлита предыдущей фазы внедрения размером от 0.2мм до 5-5см.	Кимберлит в кимберлите (КВК) – фрагмент кимберлита предыдущей фазы внедрения во вмещающем кимберлите

Считается, что когерентный кимберлит произошел в результате непосредственной кристаллизации из расплава (Pearson et al., 2013; Scott-Smith et al., 2018), а вулканокластический в результате процессов, происходящих в пределах трубчатых каналов, или подводящих дайковых каналах. К этим процессам, изменяющим текстуру расплава, относят флюидизацию (выделение  $\text{CO}_2$  в летучую фазу) и фреатические взрывы (в результате встречи восходящих расплавов с поверхностными водами, рассолами). К механизмам формирования вулканокластического кимберлита относят также переотложение туфовидного (пеплового) материала обратно в трубчатый канал, а также процессы обрушения вмещающих пород в открытый канал в результате нисходящего движения кимберлитового расплава-флюида.

Каждой фазе внедрения кимберлита предшествует дегазация и флюидная проработка, за которой, как правило, следует новая фаза. Между этими событиями проходят иногда тысячи, миллионы лет и каждая фаза внедрения кимберлита имеет уникальный физико-химический состав (Creaser et al., 2004; Lockhart et al., 2004). Причем в пределах одной фазы внедрения формировались кимберлиты совершенно разных текстурно-структурных типов,



что неизбежно должно было повлиять на распределение и сохранность алмазов. Поэтому определение генетических взаимоотношений разных типов кимберлита и выявление последовательности внедрения фаз, помогает восстанавливать историю становления кимберлитовых тел и разрабатывать обоснованные геологические модели для оценки потенциальных ресурсов месторождений (Webb and Hetman, 2021). При изучении внутреннего строения и вещественного состава кимберлитовых тел следует учитывать современные представления о генезисе кимберлитов.

Данный подход был применён при интерпретации новых данных по химическому, микроэлементному и минеральному составу кимберлитов из месторождений Интернациональная, Юбилейная, Удачная, Зарница. Петрохимические составы кимберлитов глубоких горизонтов не отличаются от кимберлитов, слагающих верхние горизонты месторождений. Спайдер-диаграммы несовместимых редких элементов для когерентных кимберлитов всех изученных трубок демонстрируют явно более высокие концентрации этих элементов по сравнению с вулканокластическими и пирокластическими кимберлитами. Как правило, пирокластический кимберлит по сравнению с когерентным кимберлитом в пределах коренного месторождения является более алмазоносным. Пирокластический кимберлит характеризуется и гораздо более высокой степенью насыщения минералами-спутниками. В связи с этими особенностями встает вопрос о механизме формирования пирокластического кимберлита. Определенные различия между когерентным и пирокластическим кимберлитом по составу барофильных минералов, их содержанию и соотношению минералов-спутников алмаза, а также контрастные различия в содержаниях алмаза дают основание предположить:

- на разных этапах кимберлитового вулканизма внедрялись магмы, которые претерпели кристаллизационную и гравитационную дифференциацию в гипабисальных условиях, сортировку во время пирокластического извержения и повторного осаждения.
- в некоторых случаях источником пирокластического кимберлита мог служить самостоятельный расплав-флюид, который еще на уровне литосферной мантии обладал высокой дезинтегрирующей способностью, что и обусловило обогащенность алмазами и минералами-спутниками. С целью усовершенствования российской классификации кимберлитовых пород и перехода на современную номенклатуру, необходимо постепенно внедрять в отечественную текстурно-структурную классификацию кимберлитов наиболее актуальные и наименее дискуссионные понятия и термины с учетом современных взглядов на генезис кимберлитов. Изучение текстурно-генетических особенностей и внутреннего строения месторождений с целью уточнения процессов формирования кимберлитовых тел в конечном счете будет способствовать повышению эффективности добычных работ.

#### **Литература:**

Cas RAF, Porritt L, Pittari A, Hayman P (2009). A practical guide to terminology for kimberlite facies: a systematic progression from descriptive to genetic, including a pocket guide. *Lithos* 112 (Suppl 1):183–190

Creaser, R.A., Grutter, H., Carlson, J., Crawford, B., 2004. Macrocrystal phlogopite Rb–Sr dates for the Ekati property kimberlites, Slave Province, Canada: evidence for multiple intrusive episodes in the Paleocene and Eocene. *Lithos* 76 (1), 399–414.

Field M, Scott Smith BH., 1998. Textural and genetic classification schemes for kimberlite: a new perspective. Extended abstracts, 7<sup>th</sup> international kimberlite conference, Cape Town, p. 214–216.

Gernon, T.M., Brown, R.J., Tait, M.A. & Hincks, T.K., 2012. The origin of pelletal lapilli in explosive kimberlite eruptions. *Nature Communications*, 3 (832), p.1-7.

Howarth, G. H. and Skinner, E. M. W. 2013. Sub-volcanic development of kimberlite pipes: Evidence from the Lace and Voorspoed (Group II) kimberlites, South Africa. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 268, 1-16.



- Kimberley Webb & Casey Hetman. (2021). Magmaclasts in kimberlite, Lithos, Volumes 396–397.*
- Kurszlaukis, Stephan & Lorenz, Volker. (2016). Differences and similarities between emplacement models of kimberlite and basaltic maar-diatreme volcanoes. Geological Society London Special Publications. 446. 10.1144/SP446.5.
- Lockhart, G., Grutter, H., Carlson, J., 2004. Temporal, geomagnetic and related attributes of kimberlite magmatism at Ekati, Northwest Territories, Canada. *Lithos* 77 (1), p. 665–682.
- Moss, S. and Russell, J. K.: Fragmentation in kimberlite: products and intensity of explosive eruption, *Bull. Volcanol.*, 73, 983– 1003, 2011.
- Porritt LA, Cas RAF., 2009. Reconstruction of a kimberlite eruption, using an integrated volcanological, geochemical and numerical approach: a case study of the Fox Kimberlite, NWT, Canada. *J Volcanol Geotherm Res* 179:241–264
- Scott Smith B.H., Nowicki T.E., Russell J.K., Webb K.J., Mitchell R.H., Hetman C.M., Robey J.V. (2018) A Glossary of Kimberlite and Related Terms. Published by Scott-Smith Petrology Inc., North Vancouver, BC, Canada. Part 1 – 144 pp; Part 2 – 59 pp; Part 3 – 56
- Sparks, R.S.J., 2013. Kimberlite volcanism. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41, 497–528, <http://doi.org/10.1146/annurev-earth-042711-105252>
- Walters PJC, Brown RJ, Field M, Gernon T, Stripp G, Sparks RSJ, 2006. The role of fluidisation in the formation of volcanoclastic kimberlite: grain size observations and experimental investigation. *J Volcanol Geotherm Res* 155(1–2):119–137.
-



## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Азимов П.Я.	129, 152	Калугина А.Д.	228
Акулов Н.И.	245	Канева Е.В.	11
Акулова В.В.	245	Капитанова В.А.	172
Алфимова Н. А.	154	Кармышева И.В.	83
Андреичев В.Л.	92	Козловский А.М.	260
Арестова Н.А.	204, 208	Козловский В.М.	257
Арискин А.А.	79	Копылова А.Г.	161
Бабанский А.Д.	157	Кориш Е.Х.	36, 39, 196
Бабарина И.И.	129	Кортаева Н.Н.	127
Базиков Н.С.	36	Костровицкий С.И.	294
Беляцкий Б.В.	224	Котлер П.Д.	188
Березин А.В.	66	Котляров А.В.	59
Биндеман И.Н.	251	Котов А.Б.	152, 156
Богина М.М.	224	Кочетова К.Н.	109
Брызгалов И.А.	109	Кравченко С.М.	107
Бурмакина Г.Н.	199	Кравченко О.В.	25
Бурцев И.Н.	172	Кривицкая Н.Н.	109
Буслов М.М.	64	Куликова А.В.	64, 188
Бямбаасурен Ц.	219	Куликова К.В.	177, 239, 247
Ванг К.-Л.	69	Кучеровский Г.А.	208
Ван К.В.	257	Лавренчук А.В.	64
Варламов Д.А.	172, 257	Ларионов А.Н.	39, 49
Васильева А.Е.	161	Ларионова Ю. О.	49
Васильева И.Е.	219	Летникова Е.Ф.	237
Верниковская А.Е.	254	Ли С.-Х.	154
Викентьев И.В.	22, 88	Ли Ч.-Л.	154
Вишневский А.В.	188	Липко С.В.	73
Владимиров В.Г.	83	Лиханов И.И.	21
Владыкин Н.В.	11, 97	Максимов О.А.	179
Врублевская Т.Т.	191	Мальковец В.Г.	228
Глушкова В.Е.	34	Марфин А.Е.	11
Гоголева С.С.	165	Мельников Д.В.	157
Голионко Б.Г.	29, 33	Мокрушин А.В.	79
Головин А.В.	228	Молчанов А.В.	49
Голунова М.А.	257	Москвитина М.Л.	191
Готтман И.А.	18	Никитин М.Ю.	107, 120, 127
Гора М.П.	234	Носова А.А.	132
Давыдова В.О.	251	Оганов А.Р.	293
Дамдинов Б.Б.	191	Овсянников Г.Н.	107, 120, 127
Двуреченская С.С.	181	Одгэрэл Д.	201, 252
Долгобородова К.Д.	191	Очирбат Г.	219
Дымшиц А.М.	228	Переляев В.И.	95
Евдокимов А.Н.	61	Перепелов А.Б.	201, 252
Егорова С.В.	129, 179	Перетяжко И.С.	34
Егорова Ю.С.	204, 208	Перчук А.Л.	54, 56
Жукова И.А.	156	Плечов П.Ю.	251
Иванов А.В.	237	Плотинская О.Ю.	214
Иванова А.А.	156	Плотицын А.Н.	88
Изох А.Э.	169	Плоткина Ю.В.	33, 156
Имамвердиев Н.А.	22	Полянский О.П.	21
Исламов Р.Р.	85	Постников А.В.	49
Калугин В.М.	234	Постникова О.В.	49



<b>Похиленко Н.П.</b>	165, 228	<b>Соловьев К.А.</b>	228
<b>Пузанков М.Ю.</b>	201, 252	<b>Соловьева Н.В.</b>	49
<b>Путинцева Е.В.</b>	107, 113, 116, 120	<b>Сомсикова А.В.</b>	95
<b>Рагозин А.Л.</b>	69	<b>Сотникова И.А.</b>	97
<b>Радомская Т.А.</b>	11	<b>Спиридонов В.А.</b>	49
<b>Разумовский А.А.</b>	95	<b>Спиридонов И.В.</b>	49
<b>Рассказов С.В.</b>	14	<b>Спиридонов Э.М.</b>	100, 104, 107, 109, 113, 116, 120, 124, 127
<b>Рафиков Я.М.</b>	17		
<b>Рахимов И.Р.</b>	18, 184		
<b>Рашиди Б.</b>	22	<b>Степанов В.К.</b>	107
<b>Ревердатто В.В.</b>	21	<b>Степанова А.В.</b>	129, 152
<b>Резницкий Л.З.</b>	237	<b>Стифеева М.В.</b>	33, 132
<b>Романько А.Е.</b>	22	<b>Стриха В.Е.</b>	134, 139, 141, 144
<b>Руденко И.Е.</b>	120	<b>Суворова Л.Ф.</b>	11
<b>Рыцк Е.Ю.</b>	156	<b>Сурин Т.Н.</b>	149
<b>Рычагов С.Н.</b>	52, 251	<b>Суханова М.А.</b>	152
<b>Рязанцев А.В.</b>	29, 33	<b>Тагирова А.Р.</b>	154
<b>Сабиров И.А.</b>	49	<b>Таусон В.Л.</b>	73
<b>Саватенков В.М.</b>	260	<b>Тевелев А.В.</b>	107
<b>Савина Е.А.</b>	34	<b>Терехов А.В.</b>	49
<b>Савичев А.Т.</b>	22	<b>Ткачев А.В.</b>	156
<b>Садасюк А.С.</b>	214	<b>Толстых М.Л.</b>	157
<b>Савко К.А.</b>	36, 39, 193, 196	<b>Толстых Н.Д.</b>	220
<b>Сазонова Л.В.</b>	42, 45	<b>Толмачева Е.В.</b>	156
<b>Салимгараева Л.И.</b>	66	<b>Томшин М.Д.</b>	161, 165
<b>Салихов Д.Н.</b>	184	<b>Травин А.В.</b>	49
<b>Сальникова Е.Б.</b>	33, 132, 152, 156	<b>Туркина О.М.</b>	169
<b>Самсонов А.В.</b>	36, 39, 49, 129	<b>Удортина О.В.</b>	92, 172, 177, 247
<b>Сандиминова Е.И.</b>	25, 52	<b>Устинова В.В.</b>	179
<b>Сапожникова Л.Н.</b>	156	<b>Ухова Н.Н.</b>	245
<b>Сапегина А.В.</b>	54	<b>Уютов В.И.</b>	181
<b>Саранина Е.В.</b>	14	<b>Федотова А.А.</b>	95
<b>Сафонов О.Г.</b>	54, 257	<b>Филимонов С.В.</b>	107, 120, 127
<b>Семенова Д.В.</b>	188	<b>Фридовский В.Ю.</b>	254
<b>Семиколенных Е.С.</b>	107, 120	<b>Фролов П.В.</b>	224
<b>Сердюк А.А.</b>	56	<b>Хаин Е.В.</b>	95
<b>Серегин С.В.</b>	232	<b>Хейдари М.</b>	22
<b>Симонов В.А.</b>	59	<b>Холоднов В.В.</b>	18, 184
<b>Синопальников Н.И.</b>	124	<b>Хромова Е.А.</b>	34
<b>Сироткин А.Н.</b>	61	<b>Хромых С.В.</b>	188
<b>Скобленко А.В.</b>	29, 33	<b>Хубанов В.Б.</b>	191, 199
<b>Склярёв Е.В.</b>	64	<b>Цыбуляев С.В.</b>	36, 193, 196
<b>Скублов С.Г.</b>	66, 154	<b>Цыганков А.А.</b>	191, 199
<b>Скузоватов С.Ю.</b>	69	<b>Цыпукова С.С.</b>	201, 252
<b>Смагунов Н.В.</b>	73	<b>Чекулаев В.П.</b>	204, 208
<b>Смирнов С.З.</b>	234	<b>Червяковский В.С.</b>	36
<b>Смирнов Ю.В.</b>	76, 78	<b>Червяковская М.В.</b>	39, 196
<b>Смирнова Ю.Н.</b>	78	<b>Черкасова Ю.В.</b>	11
<b>Смолькин В.Ф.</b>	79	<b>Чернов М.С.</b>	25
<b>Смолякова А.Е.</b>	83	<b>Чернышов А.И.</b>	59
<b>Сначёв В.И.</b>	85	<b>Чистяков А.В.</b>	224
<b>Соболев И.Д.</b>	88	<b>Чубаров В.М.</b>	52
<b>Соболев С.Н.</b>	29	<b>Чувашова И.С.</b>	14, 211
<b>Соболева А.А.</b>	92	<b>Чугаев А.В.</b>	214



--	--	--	--

<b>Шабанова Е.В.</b>	219	<b>Ярмлюк В.В.</b>	260
<b>Шагалов Е.С.</b>	184	<b>Ясныгина Т.А.</b>	14
<b>Шапвалова М.О.</b>	220	<b>Antipin V.S.</b>	265
<b>Шардакова Г.Ю.</b>	184	<b>Davydova V.O.</b>	263
<b>Шарков Е.В.</b>	224	<b>Demaiffe D.</b>	290
<b>Шарьгин И.С.</b>	228	<b>Dyulgerov Momchil</b>	263
<b>Шатова Н.В.</b>	232	<b>Georgieva S.</b>	297
<b>Шацкий В.С.</b>	54, 69	<b>Gerel O.</b>	265, 267
<b>Шевко А.Я.</b>	234	<b>Grabarczyk A.M.</b>	269, 290
<b>Шелепаев Р.А.</b>	220	<b>Kopylova M.G.</b>	274
<b>Школьник С.И.</b>	237	<b>Krzemińska E.</b>	269, 290
<b>Шмакова А.М.</b>	239	<b>Machev Ph.</b>	278
<b>Шнюкова Е.Е.</b>	242	<b>Milenkov G.</b>	287
<b>Штельмах С.И.</b>	245	<b>Mokrushin A.V.</b>	272
<b>Шуйский А.С.</b>	247	<b>Niyazova S.</b>	274
<b>Шупилко Е.В.</b>	134, 139, 141, 144	<b>Ngo Thi Huong</b>	282
<b>Щеклеина М.Д.</b>	251	<b>Nosova A.A.</b>	274
<b>Щербаков В.Д.</b>	251	<b>Huber M.</b>	272
<b>Щербаков Ю.Д.</b>	201, 252	<b>Odgerel D.</b>	267
<b>Щипцов В.В.</b>	224	<b>Perepelov A.B.</b>	267
<b>Энхбат Д.-Э.</b>	201	<b>Plechov P.Yu.</b>	263
<b>Юричев А.Н.</b>	59	<b>Petecki Z.</b>	290
<b>Юрченко Ю.Ю.</b>	134, 139, 141, 144	<b>Sazonova L.V.</b>	274
<b>Яковлев В.А.</b>	83	<b>Shcherbakov V.D.</b>	263
<b>Яковлев Д.А.</b>	294	<b>Svetlitskaya T.V.</b>	282
<b>Яковлева К.Ю.</b>	254	<b>Vu Hoang Ly</b>	282
<b>Якушик М.А.</b>	257	<b>Vassileva R.D.</b>	287
<b>Япаскурт В.О.</b>	54	<b>Wiszniewska J.B.</b>	269, 290



*Научное издание*

**ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

Материалы ХIII Всероссийского Петрографического совещания  
(с участием зарубежных ученых)

*г. Иркутск, 06–13 сентября 2021 г.*

**ТОМ 3**  
**Р–Я, D–W**

Технический редактор *А.И. Шеховцов*

Подписано в печать 05.08.2021 г. Формат 60x90/8.  
Гарнитура Times New Roman. Бумага Ballet. Печать офсетная.  
Уч.-изд. л. 31,3. Усл. печ. л. 35,2. Тираж 300 экз. Заказ 930.

Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1