

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации  
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. А.П. ВИНОГРАДОВА СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
(ИГХ СО РАН)

УДК 550.4+552.3+552.4  
Per. № НИР AAAA-A17-117041910030-7

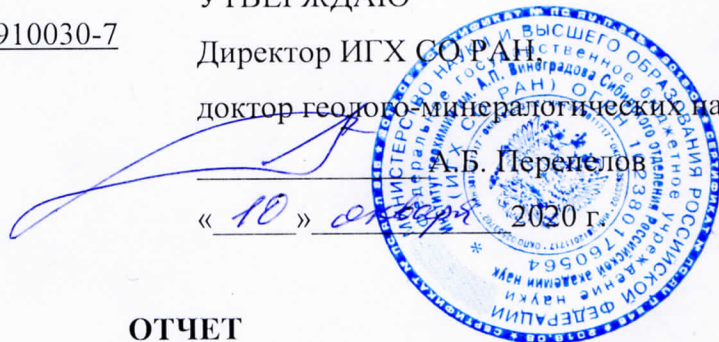
УТВЕРЖДАЮ

Директор ИГХ СО РАН

доктор геолого-минералогических наук

А.Б. Перепелов

« 10 » октября 2020 г.



**ОТЧЕТ**

**О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ**

Изотопно-геохимические свидетельства мантийно-корового взаимодействия в различных  
геодинамических обстановках по проекту:

**ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И РОЛЬ ПРОЦЕССОВ МАНТИЙНО-КОРОВОГО  
ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В ФОРМИРОВАНИИ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ  
МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ  
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ И ВЫСТУПОВ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО  
КРАТОНА**

Приоритетное направление исследований IX.129.

«Закономерности формирования минерального, химического и изотопного состава Земли.  
Космохимия планет и других тел Солнечной системы. Возникновение и эволюция  
биосферы Земли, биогеохимические циклы и геохимическая роль организмов»

Шифр пункта программы: IX.129.1.1.

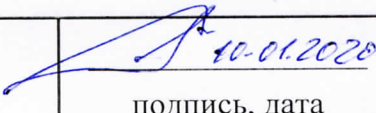
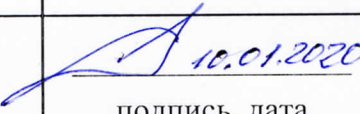
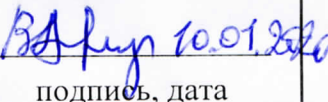
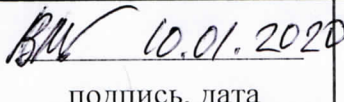
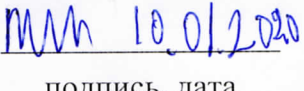
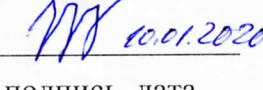
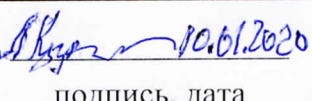
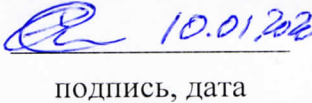
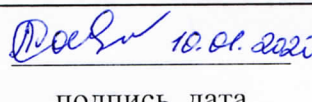
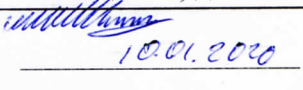
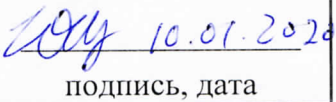
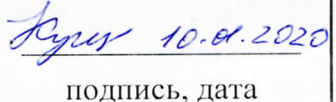
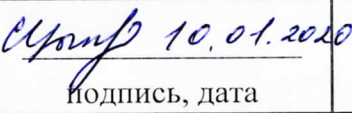
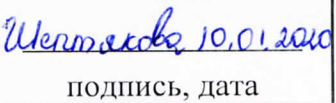
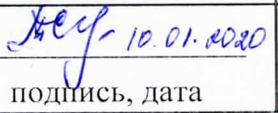
Шифр темы: 0350-2019-0007

Руководитель проекта, заведующий лабораторией,  
доктор геолого-минералогических наук

А.Б. Перепелов

Иркутск 2020

## СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель проекта, доктор геолого-минералогических наук	 10.01.2020 подпись, дата	А.Б. Перепелов (введение, заключение)
<b>Ответственные исполнители:</b>		
Заведующий лабораторией, доктор геолого-минералогических наук	 10.01.2020 подпись, дата	А.Б. Перепелов (раздел 3.5, 3.6)
Главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук	 10.01.2020 подпись, дата	В.С. Антипин, (раздел 2.1)
Главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук	 10.01.2020 подпись, дата	В.А. Макрыгина (раздел 1.2)
Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук	 10.01.2020 подпись, дата	В.И. Левицкий (раздел 1.1)
Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук	 10.01.2020 подпись, дата	И.С. Перетяжко (разделы 3.1, 3.2, 3.3)
Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук	 10.01.2020 подпись, дата	Л.Г. Кузнецова (раздел 2.2)
Старший научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук	 10.01.2020 подпись, дата	С.В. Ефремов (раздел 3.4)
<b>Исполнители:</b>		
Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук	 10.01.2020 подпись, дата	Е.А. Савина (разделы 3.1, 3.2)
Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук	 10.01.2020 подпись, дата	И.В. Левицкий (Глава 1, раздел 1.1)
Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук	 10.01.2020 подпись, дата	Ю.Д. Щербаков (раздел 3.7)
Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук	 10.01.2020 подпись, дата	Л.В. Куш (разделы 1.2, 2.1)
Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук	 10.01.2020 подпись, дата	С.С. Цыпукова (разделы 3.5, 3.6)
Научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук	 10.01.2020 подпись, дата	Н.В. Шептякова (разделы 1.2, 2.1)
Нормоконтролер	 10.01.2020 подпись, дата	Т.Ю. Сизова

## РЕФЕРАТ

Отчет 87 стр., 1 том, 32 рис., 7 табл., 80 источн., 1 прил.

МАНТИЙНО-КОРОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ, ГЕОХИМИЯ, МЕТАМОРФИЗМ, МЕТАСОМАТОЗ, РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ, ВУЛКАНИЗМ, МАНТИЯ, СУБДУКЦИЯ, ВНУТРИПЛИТНАЯ АКТИВИЗАЦИЯ

В 2019 году продолжены исследования модельных разновозрастных магматических и метаморфических комплексов пород складчатого обрамления и выступов фундамента Сибирского кратона, а также других модельных комплексов пород палео- и современных геодинамических обстановок Центральной Азии и ее конвергентных границ.

Определена общая минерагенетическая специфика метаморфических и метасоматических комплексов пород Сибирского кратона, обрамляющего его Центрально-Азиатского подвижного пояса, Бадахшанского массива и Альпийско-Гималайского подвижного пояса. Проведены исследования геохимического разнообразия метасоматических процессов, сопряженных с гранитизацией на примере Чуйской и Гарганской глыб в южном обрамлении Сибирского кратона. Показано, что редкометалльные гранитоиды и пегматиты в южном обрамлении Сибирского кратона, в Прибайкалье и Монголии формировались при плавлении докембрийской и каледонской континентальной коры под воздействием мантийных магм и связанных с ними глубинных флюидов. Изучены процессы формирования раннепалеозойских габбро-гранитных плутонических ассоциаций и сопутствующих им редкометалльных пегматитов Южного Сангиленга, реализованные в сложной палеогеодинамической обстановке. Выполнена реконструкция условий формирования онгонитов, топазитов, онгориолитов и риолитов позднемезозойского возраста в Восточном Забайкалье и Центральной Монголии. В результате исследований выполнена оценка распространенности и генетических особенностей гранитоидов и базитов Восточного Забайкалья как комплекса производных слэбовых магм. Изучена роль процессов рециклинга вещества и процессов астеносферно-литосферного взаимодействия в образовании кислых примитивных расплавов и ассоциирующих с ними щелочно-базальтовых магм на примере объектов Камчатки и Монголии. Продолжено изучение кайнозойских вулканических ареалов и среднепермского Цагаан-уульского дайкового пояса пантеллеритов и трахитов Северной Монголии.

Государственное задание по проекту в 2019 году выполнено в полном объеме. В результате исследований по теме проекта в 2019 году опубликовано 11 статей в журналах из списка WOS и Scopus, сделано 14 докладов на всероссийских и международных научных конференциях.

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>СПИСОК ИСПЛНИТЕЛЕЙ</b>	2
<b>РЕФЕРАТ</b>	3
<b>ТЕРМИНЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ</b>	6
<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	8
1 Процессы метаморфизма, метасоматоза и оруденение докембрийских и фанерозойских комплексов в выступлениях фундамента Сибирского кратона и Памира.....	13
1.1 Проведение геохимических, минералогических и петрологических исследований метасоматических пород со шпинелью, лазурином, корундом в фанерозойском слюдяном комплексе и их сравнительного анализа с метасоматитами докембрия Сибирского кратона и Памира.....	13
1.2 Исследование геохимического разнообразия метасоматических процессов, сопряженных с гранитизацией, в связи с тектоникой на примере Чуйской и Гарганской глыб.....	26
Выводы.....	30
2 Петрологические и изотопно-геохимические индикаторы процессов мантийно-корового взаимодействия при формировании гранитоидов, формирующихся в условиях различных геодинамических обстановок.....	31
2.1 Петролого-геохимический анализ разновозрастного гранитоидного магматизма в обрамлении Сибирского кратона: индикаторные вещественные особенности гранитоидов различных геодинамических обстановок, источники магм, роль процессов мантийно-корового взаимодействия.....	31
2.2 Изучение процессов формирования раннепалеозойских габбро-гранитных plutonic ассоциаций и сопутствующих им редкометалльных пегматитов Южного Сангилен, проходивших в сложной палеогеодинамической обстановке.....	34
Выводы.....	38
3 Источники вещества, процессы формирования и эволюции кислых магм в различных геодинамических обстановках (на основе минералогических, термобарогеохимических и изотопно-геохимических данных).....	39

3.1 Реконструкция условий формирования онгонитов, топазитов, онгориолитов и риолитов позднемезозойского возраста в Восточном Забайкалье и Центральной Монголии.....	39
3.2 Исследования пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид (Khamaryn-Khural-Khiid) в Восточной Монголии.....	45
3.3 Новый минерал – Оксивисмутомикролит.....	49
3.4 Изучение процессов формирования и установление природы источников вещества адакитовых магм в коллизионных орогенах на примере гранитоидов Восточного Саяна и Восточного Забайкалья.....	49
3.5 Изучение роли процессов рециклинга вещества и процессов астеносферно-литосферного взаимодействия в образовании кислых примитивных расплавов и ассоциирующих с ними щелочно-базальтовых магм в обстановках конвергенции литосферных плит и внутриплитной активизации.....	52
3.5.1 Индикаторное Ga/Yb редкоэлементное отношение для идентификации адакитовых магм.....	52
3.5.2 Адакиты Западной Камчатки.....	53
3.5.3 Высококремнистые адакиты.....	55
3.5.4 Два типа Mg# андезитов Камчатки.....	57
3.6 Происхождение и парагенные связи внутриплитных щелочно-базальтовых магм, карбонатных фаз и мегакристаллов над областью верхнемантийного плюма (Северная Монголия).....	62
3.7 Результаты исследований среднепермской бимодальной трахибазальт-трахит-пантеллеритовой ассоциации в Северной Монголии.....	72
Выводы.....	75
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....</b>	<b>78</b>
<b>СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....</b>	<b>79</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ А. Список основных публикаций по результатам проекта</b>	<b>86</b>

## ТЕРМИНЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

P – давление

T - температура

MЗФ, МНФ – масс зависимое и масс независимое фракционирование изотопов

REE, PЗЭ – редкоземельные элементы

LREE, HREE – легкие и тяжелые редкоземельные элементы

Bt – биотит

Pl – плагиоклаз

Qtz, Qu – кварц

Grs – гроссуляр

Cpx – клинопироксен

An – анортит

Ab – альбит

Or - ортоклаз

Ep – эпидот

Gl – стекло

Mll – мелилит

Spl, Sp – шпинелид

Rn – рёнит

Kur – куратит

Ap – апатит

Cls – цельзиан

Fa – фаялит

Po – пирротин

Cc, Cal – кальцит

Amph – амфибол

Opx – ортопироксен

Pgt – пижонит

Ol – оливин

Fo – фоялит

Bt – биотит

Kfs – калинатровый полевой шпат

Ilm – ильменит

TiMgt – титаномагнетит

Dol – доломит

GM – основная масса породы  
Grt - гранат  
Di – диопсид  
Jd – жадеит  
Alm – альмандин  
Pyр – пироп  
Tf – тефроит  
Wo – волластонит  
En – энстатит  
Fs – ферросилит  
Mgs – магнезит  
Sdr – сидерит  
LC, UC – нижняя (LC) и верхняя (UC) континентальная кора  
WPG – внутриплитные граниты  
syn-COLG – синколлизийные граниты  
post-COLG – постколлизийные граниты  
VAG – граниты вулканических дуг  
ORG – граниты океанических хребтов  
LA-ICP-MS – метод лазерной абляции с индуктивно связанной плазмой  
ИК-спектры – инфракрасные спектры  
CHUR – единый хондритовый изотопный резервуар  
UR – однородный изотопный резервуар  
DM – деплетированная мантия  
MORB – базальты океанических хребтов  
OIB – базальты океанических островов  
IAB – базальты островных дуг  
HAS – высококремнистые адакиты  
Mg# - коэффициент магнезиальности  $Mg\# = Mg/(Mg+Fe) \times 100\%$   
LILE – крупноионные литофильные элементы  
HFSE – высокозарядные элементы  
ЭПГ - элементы платиновой группы  
NEB, NEBA – обогащенные Nb базальты и андезитбазальты  
LOI – потери при прокаливании  
T<sub>DM2</sub> – модельный изотопный возраст  
EMI, EMII – типы обогащенной мантии

## ВВЕДЕНИЕ

В 2019 году в соответствии с задачами государственного задания по проекту продолжены геолого-петрологические и изотопно-геохимические исследования модельных разновозрастных магматических и метаморфических комплексов пород складчатого обрамления и выступов фундамента Сибирского кратона, а также других модельных комплексов пород палео- и современных геодинамических обстановок Центральной Азии и ее конвергентных границ.

Важным аспектом проведенных исследований стало установление связей между процессами метаморфизма и происхождением сопряженного с ними рудного и нерудного минерального сырья. В итоге работ этого направления выполнено обобщение новых геологических и аналитических данных, полученных при доизучении месторождений и проявлений в Сибирском кратоне и его обрамлении, Бадахшанском массиве, подвижных поясах Центрально-Азиатского и Альпийско-Гималайского поясов. Определена общая минерагенетическая специфика метаморфических и метасоматических комплексов пород Сибирского кратона (Онотский зеленокаменный пояс; шарыжалгайский, китойский гранулитовые комплексы), обрамляющего его Центрально-Азиатского подвижного пояса (слюдянский ольхонский, святоносский, барбитайский комплексы), Бадахшанского массива (ваханский комплекс) и Альпийско-Гималайского подвижного пояса (музкольский комплекс). Изучены шпинелевые, лазуриновые и корундовые метасоматиты с установлением закономерностей формирования минерализации и значимых месторождений в докембрии и фанерозое. В Сибирском кратоне (черемшанская свита шарыжалгайского комплекса) обнаружены редкие для раннего докембрия позднеархейские стратиформные колчеданно-полиметаллические руды. Установлено, что мультиизотопный состав серы ( $\Delta^{33}\text{S}$ ) из сульфидов этих руд и вмещающих пород свидетельствует об их формировании в неоархейский период в условиях бескислородной атмосферы. Это позволяет рассматривать их как неоархейские породы черносланцевой формации.

Проведены исследования метасоматических процессов, сопряженных с гранитизацией на примере Чуйской и Гарганской глыб в южном обрамлении Сибирского кратона. Изучены этапы изохимической и аллохимической гранитизации в условиях изостатического воздымания структуры Гарганской глыбы и процессы домагматического скарнообразования, связанного с мигматизацией гнейсов ольхонской серии на этапе сдвигового тектогенеза.

По направлению исследований разновозрастного гранитоидного магматизма в обрамлении Сибирского кратона было установлено, что в Ольхонском регионе



Прибайкалья появление редкометалльных гранит-пегматитов с возрастом 390 млн. лет означает начало герцинского внутриплитного этапа геодинамического развития. Показано, что редкометалльные гранитоиды и пегматиты в южном обрамлении Сибирского кратона, в Прибайкалье и Монголии формировались при плавлении докембрийской и каледонской континентальной коры под воздействием мантийных магм и связанных с ними глубинных флюидов. С ними связаны месторождения и рудопроявления разнообразных типов редких металлов (Li, Cs, Be, Sn, W, Nb, Ta, Zr, REE).

В расширение задач исследований гранитоидного магматизма изучены процессы формирования раннепалеозойских габбро-гранитных плутонических ассоциаций и сопутствующих редкометалльных пегматитов Южного Сангилен, образованных в сложной палеогеодинамической обстановке. Показаны кардинальные различия состава пород габбро-гранитной ассоциации I раннеколлизийной стадии (520-510 млн. лет), имеющих геохимические характеристики островодужного магматизма с участием субдукционной компоненты, и пород из бимодальной ассоциации III позднеколлизийной стадии (500-483 млн. лет), демонстрирующих геохимические признаки OIB и WPG. Предполагается, что в их образовании участвовал единый мантийный источник, состав которого менялся со временем. Установленные изотопные Sm-Nd характеристики свидетельствуют о тесной парагенетической взаимосвязи обеих групп пород на уровне магматических очагов. Сравнение состава сподуменовых пегматитов Качикского и Сутлугского полей Сангилен выявило их региональные различия и доказывает, что редкоэлементный состав богатых Li сподуменовых пегматитов, как и обычных гранитов, может отражать геохимическую специфику их коровых источников.

Одним из важнейших направлений исследований в 2019 году было установление источников вещества и процессов формирования и эволюции кислых магм в различных геодинамических обстановках. В рамках этого направления была выполнена реконструкция условий формирования онгонитов, топазитов, онгориолитов и риолитов позднемезозойского возраста в Восточном Забайкалье и Центральной Монголии. Изучены условия формирования риолитов с реликтами фторидно-кальциевого расплава, проявлений процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости, установлено, что эти породы формировались из магмы, содержащей микроэмульсию риолитового и F-Ca расплавов. На примере изучения риолитов Нилгинской депрессии показано, что флюорит и сопутствующая ему рудная минерализация (минералы группы монацита, церианит) формировались из F-Ca расплава с повышенными концентрациями кислорода, REE и Y. Предполагается, что во многих изверженных породах и рудах магматического

происхождения флюорит может быть продуктом преобразования подобного F-Ca расплава.

Были впервые охарактеризованы минералого-геохимические особенности плавленных пород нового пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид (Khamaryn-Khural-Khiid) в Восточной Монголии. Установлено, что мелилит-нефелиновые паралавы пирометаморфических комплексов Монголии (Хамарин-Хурал-Хид и Нилгинского) имеют много общих минералого-геохимических особенностей. Подобные пирогенные породы нигде ранее в мире не описывались.

Продолжилось изучение процессов формирования и установление природы источников вещества адакитовых магм в коллизионных орогенах на примере гранитоидов Восточного Саяна и Восточного Забайкалья. В результате исследований выполнена оценка распространенности гранитоидов и базитов комплекса производных слэбовых магм и показано широкое распространение этих пород в южной части площади, на границе с Монголо-Охотским швом. Анализ геохимических характеристик изученных гранитоидов показал, что они наиболее близки к низкокремнистым адакитам (LSA), или санукитоидам – продуктам плавления субконтинентальных геохимически специализированных очагов, образовавшихся при взаимодействии слэбовых магм с перидотитами верхней мантии. Габброиды комплекса по своим геохимическим характеристикам наиболее соответствуют базитам NEB позднего архея. Анализ генетических моделей и результатов экспериментов гранитоидов и габброидов комплекса позволил связать их образование с различной степенью плавления в пределах единого специализированного очага.

Изучение роли процессов рециклинга вещества и процессов астеносферно-литосферного взаимодействия в образовании кислых примитивных расплавов и ассоциирующих с ними щелочно-базальтовых магм проводилось в отчетный период на примере объектов Камчатки и Монголии, характеризующих обстановки конвергенции литосферных плит и внутриплитной активизации, соответственно.

В процессе исследований установлена возможность применения индикаторного отношения  $Ga/Yb$  в идентификации магм адакитового типа. На основе результатов исследований показано, что одним из условий отнесения вулканических пород к адакитовому типу, как продуктов магмогенеза с участием гранат-содержащей эклогитизированной литосферы MORB типа, являются величины  $Ga/Yb > 15$  в диапазоне составов пород от андезибазальтов до риолитов. По результатам применения индикаторного  $Ga/Yb$  отношения предложены дискриминационные диаграммы.

Получены новые данные по раннемиоценовому адакитовому вулканизму Западной Камчатки. Его развитие связывается с ранним этапом развития зоны конвергенции литосферных плит, предваряющим формирование вулканического пояса Срединного хребта над зоной субдукции океанической литосферы Командорского типа.

В подтверждение выводов ряда авторов о том, что в надсубдукционных магматических процессах островодужной системы Камчатки принимают участие примитивные высококремнистые магмы дацитового состава, в отчетный период получены данные о развитии примитивных дацитов и риодацитов (высококремнистых адакитов, HSA) среди вулканических комплексов южного фланга Центральной Камчатской депрессии. В сравнении с Mg# андезитами, в ассоциации с которыми находятся HSA, они отличаются от них заметно более низкими содержаниями многих LILE и HFSE компонентов, и обнаруживают отчетливое снижение содержаний REE и Y направлении возрастания кремнекислотности пород. Показано, что в среднем плиоцене на деструктивной границе субдуцируемой океанической плиты вблизи Малко-Петропаловской зоны поперечных разломных дислокаций Камчатки проявлялись вначале Mg# андезитовые, а затем и примитивные HSA магмы.

В 2019 году завершены исследования различных типов магниальных андезитов Камчатки. Результаты исследований вулканических комплексов Камчатки с проявлениями Mg# андезитов указывают на существование среди них, по крайней мере, двух различных генетических типов. Один из типов Mg# андезитовых магм является результатом мантийного магмогенеза, а другой отражает в своем происхождении возможность протекания процессов взаимодействия основных и кислых вулканических расплавов IAB типа. Полученные минералого-геохимические характеристики Mg# андезитов позволяют различать их принадлежность к тому или иному процессу.

В направлении исследований роли мантийно-корового взаимодействия в происхождении внутриплитных щелочно-базальтовых магм изучены кайнозойские вулканические ареалы Северной Монголии. Одним из примечательных объектов исследований стал вулканический центр Угуумур в Тэсийнгольском ареале. В продуктах его эксплозивных извержений установлены Grt и Sp-перидотитовые и пироксенитовые мантийные включения, ассоциация мегакристаллов (гранат, санидин, омфацитовый пироксен и ильменит), а в лавобрекчиях и лавах обнаружены доломитовые и кальцитовые фазы. Полученные изотопные характеристики пород показывают, что источником щелочно-базальтовых магм вулкана Угуумур мог быть протолит с возрастом близким к границе палео- и мезопротерозоя ( $\epsilon\text{Nd}=-8/-10$ ,  $T_{\text{DM}2}=1580-1670$  млн. лет), а вещество протолита было близким по составу деплетированной MORB мантии. Предполагается, что

высокая активность карбонатного флюида в происхождении щелочно-базальтовых магм и развитии эруптивно-лавого центра Угуумур связана с его отделением от эклогитизированного вещества субдуцированной океанической литосферы в условиях высоких давлений на уровне переходного слоя мантии. Такой процесс мог сформировать поле карбонатизированной мантии под ареалом кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма Центральной и Северной Монголии.

При изучении внутриплитного вулканизма Северной Монголии продолжены исследования среднепермского дайкового пояса пантеллеритов и трахитов. Были получены первые данные об ассоциирующем с кислым щелочным магматизмом Цагаануульского пояса дайковом комплексе трахибазальтов и проведены их минералогические и изотопные исследования. Анализ распределения редких элементов позволяет сделать вывод о генетической связи между трахибазальтами, трахитами и пантеллеритами. Таким образом, результаты исследований показали развитие здесь бимодальной трахибазальт-трахит-пантеллеритовой ассоциации.

Государственное задание по проекту в 2019 году выполнено в полном объеме. В результате исследований по теме проекта в 2019 году опубликовано 10 статей в журналах из списка WOS и Scopus, сделано 14 докладов на всероссийских и международных научных конференциях.

## ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ ОТЧЕТА

### **1 Процессы метаморфизма, метасоматоза и оруденение докембрийских и фанерозойских комплексов в выступах фундамента Сибирского кратона и Памира**

#### **1.1 Проведение геохимических, минералогических и петрологических исследований метасоматических пород со шпинелью, лазуритом, корундом в фанерозойском слюдяном комплексе и их сравнительного анализа с метасоматитами докембрия Сибирского кратона и Памира**

Проблемам генезиса месторождений, металлогении, классификации месторождений в метаморфических комплексах посвящено огромное количество работ [1-3]. Еще в работах начала XX века роль процессов метаморфизма, трансформизма (ультраметаморфизма, ультраметаморфизма, гранитизации) и сопутствующего метасоматоза считалась определяющей в формировании оруденения.

До настоящего времени общепринятой схемы рудогенеза с формированием месторождений в метаморфических комплексах не существует. Нами становление рудообразующих систем, их эволюция и вещественный состав широкого круга месторождений рассматриваются уже на протяжении более 30 лет [4]. В итоге работ выполнено обобщение новых геологических и аналитических данных, полученных при доизучении отработанных, действующих и находящихся в нераспределенном фонде МПР России, а также вновь открытых месторождений и проявлений в Сибирском кратоне, Бадахшанском массиве, подвижных поясах Центрально-Азиатского и Альпийско-Гималайского поясов. В результате исследований в метаморфических комплексах можно выделить месторождения следующих типов.

Метаморфогенные месторождения, главным фактором формирования которых являются протолиты осадочной природы, подвергшиеся изохимическому метаморфизму в Р-Т параметрах от гранулитовой до зеленосланцевой фации. Это наиболее распространенный, простой по генезису и составу тип месторождений. С ними связаны разнообразные мраморы (доломитовые, кальцитовые, магнезитовыми, кальцифиры), мономинеральные, апатитовые, диопсидовые, волластонит-содержащие, гематитовые, магнетитовые, марганцевые кварциты, глиноземистые (кианитовые, силлиманитовые, корундовые) гнейсы и сланцы. Они имеют огромные запасы и образуются от неоархея до фанерозоя. Для месторождений метаморфогенного типа характерно сохранение геохимических особенностей исходных протолитов.

Ультраметаморфические месторождения являются наложенными. Их геохимическая специфика определяется как субстратом (метаморфизованным протолитом), так и направленностью его преобразований в различных Р-Т, условиях, геодинамическими и тектоническими обстановками. К ним относятся разнообразные пегматиты, месторождения граната, шпинели, корунда, иногда волластонита и шпинели, руд черных, цветных, редких и благородных металлов.

Месторождения постультраметаморфического типа (послемигматитовые, постмагматические) связаны с наложенными процессами постультраметаморфического преобразования. Они развиваются как по породам метаморфического, так и ультраморфического этапов. Например, при становлении флогопитовых месторождений исходными породами могут быть пироксеновые скарны, развитые по доломитовым мраморам, карбонатным кварцитам, апогранитоидным контактовым скаполит-и-флогопит-пироксеновым породам, за счет которых образуются промышленные флогопитоносные тела. Для этого типа характерны переходы к классическим гидротермальным образованиям.

При формировании месторождений ультраморфического и постультраморфического типов определяющим является направленность процессов преобразований. Она отражает геохимические особенности минералообразования в глубинных коллизионных зонах. На ультраморфическом этапе в разных геодинамических обстановках может отмечаться привнос К, Ва, Рb, Zr, Се, Nd, La, а на постультраморфическом этапе – F, В, Cl, S. Определяющим фактором в формировании промышленно-ценных минералов на постультраморфическом этапе является изменение флюидного режима в последовательности: фторидно-карбонатно-хлоридного, сульфидно-карбонатно-хлоридно-фторидного, карбонатно-фторидно-водно-сульфидного, сульфидно-водно-карбонатного, сульфатно-карбонатно-водного.

Процессы преобразований могут приводить и к ухудшению технологических свойств руд. Так в процессах ультраморфических преобразований магнетитовых кварцитов наблюдается формирование по ним мигматитов и вынос железа с появлением на месторождениях так называемых руд 2, 3 и 4 типа – мигматитов по кварцитам. Одновременно с ними образуются переотложенные богатые магнетитом руды. В тоже время в процессах перекристаллизации латеритных кор выветривания и при привносе только летучих компонентов среди мраморов на Восточном Памире происходит укрупнение кристаллов корунда с появлением яркоокрашенных рубиноподобных разновидностей. В Присаянье на Нахунгольском проявлении при подобном привносе, но в алюмосиликатной толще, отмечается также появление крупных кристаллов, но уже

непрозрачного корунда серого цвета, который не имеет высоких декоративно-художественных характеристик и не имеет промышленной значимости. Направленность преобразований проявляется в обеднении и обогащении теми или иными летучими элементами и компонентами. Так скаполиты метасоматических пород постультраметаморфического этапа фанерозойской слюдянской толщи по сравнению с раннепалеопротерозойского шарыжалгайского комплекса обогащены S и обеднены Cl.

Формирование промышленно значимых руд шпинели обычно происходит при перекристаллизации: за счет масштабно развитых магнезиальных скарнов ультраметаморфического этапе развитых в мощнейших пластах магнезитов. На Памире на постультраметаморфическом этапе образовались крупные месторождения шпинели, а за счет ранних флогопит- и корунд-содержащих пород на постультраметаморфическом этапе – флогопита и корунда (рубина, сапфира). В Сибири шпинель и корунд - это крайне редкие минералогические находки ввиду того, что мраморы в раннепалеопротерозойских гранулитовых комплексах развиты ограничено, и по ним на ультраметаморфическом этапе образуются маломощные тела скарнов, за счет которых на постультраметаморфическом этапе невозможно образование крупных месторождений. В фанерозойских комплексах ЦАСП мраморы являются основным типом пород, но процессы ультраметаморфических преобразований в них проявлены слабо и метасоматиты со шпинелью не образуются.

Субстрат отражает влияние литологического фактора и для многих типов месторождений является определяющим. Кроме того, при формировании большого круга месторождений (рубин, сапфир, лазурит, флогопит, сапфирин) наблюдается приуроченность рудоносных метасоматитов к контакту разнородных сред - мраморов с основными и кислыми породами, метагипербазитов с гнейсами, что обусловлено биметасоматическим характером проявления существенно диффузионных процессов.

Нами установлена региональная металлогеническая специализация на Au, Ag, Pt, Pd разных пород и комплексов отдельных регионов. Повышенными концентрациями Au характеризуются породы кольской и канской серий, Ag, Au – музкольский и ваханский комплексы Памира, Au, Ag – свекофеннский пояс Карелии, Pd, Pt – беломорский комплекс С-З Беломорья Pd, Au – Лапландский глубинный разлом, Au – Предивинский глубинный разлом и Енисейский кряж.

Термодинамические условия являются определяющими в формировании минерального состава месторождений любого типа. Для пород метаморфического этапа это выражено в формировании или гематитовых (Онотский пояс) или магнетитовых (шарыжалгайский, кольский комплекс) кварцитов.

Региональные структурно-геологические факторы являются определяющими в формировании промышленных тел всех типов месторождений. На Ю-З Памире наиболее благоприятными структурами для формирования месторождений шпинели являются изоклинальные складки. Вблизи верхнего, висячего контакта широко распространены мощные пластовые, жильные тела магнезиальных скарнов ультраметаморфического этапа, а во внутренних частях мраморов и замковых частях структур – жильные и линзовидные тела шпинель-форстеритовых скарнов. По ним на постультраметаморфическом этапе образуются кристаллы благородной шпинели, причем максимальная перекристаллизация отмечается в зонах, где мощность энстатитового «экрана» наибольшая. На Онотском тальковом месторождении интенсивное оруденение приурочено к зонам контакта гранитоидов с магнетитовыми мраморами, где предполагается присутствие ранних энстатитовых скарнов [5].

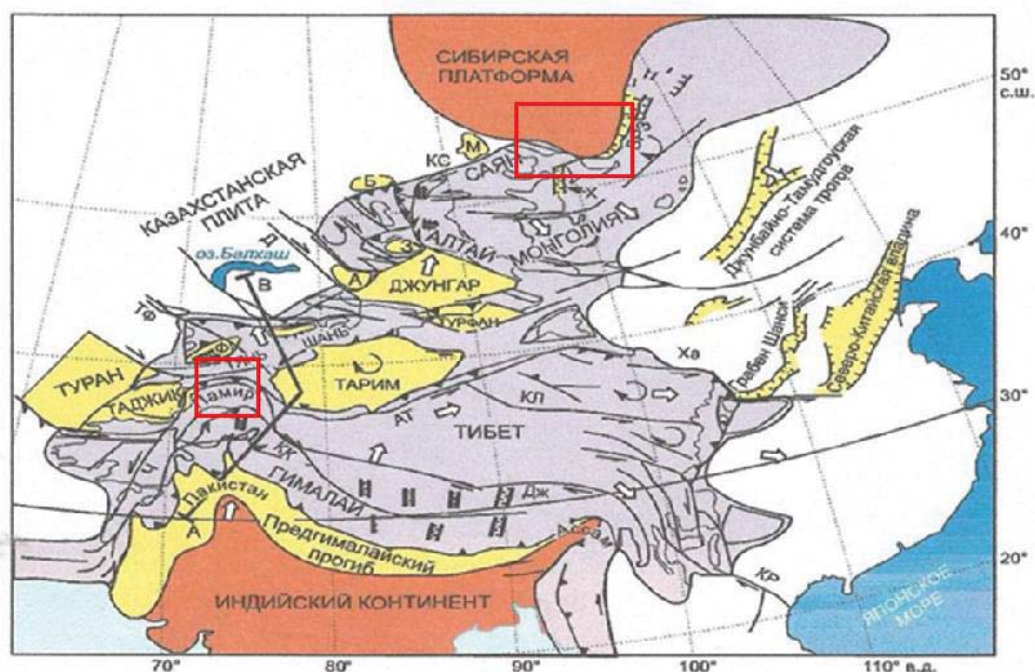
Круг месторождений, ультраметаморфического и постультраметаморфического типа довольно ограничен – флогопит, гранат, корунд, шпинель, лазурит. Во многом это обусловлено тем, что формирование каждого месторождения, особенно крупного, контролируется благоприятным сочетанием такого обилия факторов, что по существу, становится незакономерным событием. Именно поэтому роль каждого фактора является определяющей в формировании тех или иных месторождений, а также масштабов оруденения.

Приведенные выше данные явились основой для минерагенического анализа комплексов разного возраста Восточной Сибири и Памира. Главными объектами геохимических, минералогических и петрологических исследований были породы со шпинелью, лазуритом, корундом, являющимися не только промышленно значимыми по стоимости получаемого сырья, но и индикаторными для выявления закономерностей формирования земной коры в ее разных сегментах (в соответствии с рисунком 1). Восточная Сибирь и Памир во многом подобны по геологическому строению, соотношению метамагматических и метаосадочных пород, их взаимоотношениям. Во многом это обусловлено тем, что в обрамлении Сибирского кратона присутствует фанерозойский Центрально-Азиатский, а Бадахшанского массива – Альпийско-Гималайский складчатые пояса (в соответствии с рисунком 1). Отличия заключаются в том, что в Сибирском кратоне присутствуют архейские и палеопротерозойские протолиты, а в Бадахшанском – только палеопротерозойские. В зеленокаменных комплексах Сибири отмечены месторождения гематитовых кварцитов, а в гранулитовых комплексах – магнетитовых (в соответствии с таблицей 1). Для Бадахшанского массива они не характерны, но встречаются в виде крайне маломощных пластов (до 2 м) в породах



Центрально-Азиатского и Альпийско-Гималайского поясов.

В протолитах подвижных поясов доминируют метаосадочные гнейсы и сланцы, мраморы доломит-кальцитового составов. Доля метамагматических пород не велика, не больше 30 %. В обоих регионах отмечается распространение редких для докембрия всех континентов магнетитов. Степень их метаморфизма варьирует от гранулитовой фации в Сибири и до амфиболитовой на Памире. В обоих регионах предполагается тектоническое совмещение пластин разновозрастных свит и возраста в одной структуре. В подвижных поясах отмечается доминирование карбонатных пород с близкими по возрасту и составами протолитами над силикатными и алюмосиликатными разностями.



Условные обозначения. Красным контуром выделены регионы исследований.

**Рисунок 1 – Схема геологического строения Центральной Азии [6]**

Среди гранитоидов на ультраметаморфическом этапе отмечаются практически идентичные разности магматитов – чарнокиты, эндербиты, гранатовые граниты. Самые главные отличия заключаются в том, что на Памире, в отличие от Сибири, активизация эндогенных процессов проявилась в Бадахшанском массиве и Альпийско-Гималайском поясе кроме докембрия и фанерозоя, еще и в альпийский период – 15-20 млн. лет, с формированием минеральных ассоциаций при одних и тех же P-T параметрах. Это привело к появлению более крупных месторождений шпинели, корунда и лазурита. Еще одним отличием является присутствие в Сибирских комплексах магнетитовых кварцитов в гранулитовых шарыжалгайском, китайском комплексах, и гематитовых в

зеленокаменных поясах (Онотском, Таргазойском). Возможно, это определяется тем, что они могли быть сформированы в Сибири в раннеархейское время, которое для Памира пока не обозначено. В Сибири и на Памире проявлены однотипные преобразования с формированием минерализации и значимых для практики проявлений и месторождений шпинели, корунда, лазурита (в соответствии с таблицей 1).

Показательными для понимания различий в проявлении эндогенных процессов в континентальной коре являются промышленно-значимые месторождения ультраметаморфического типа – шпинели, корунда (рубина сапфира), и постультраметаморфического типа (лазури́та). Они являются индикаторами интенсивности проявления преобразований связанных с внешними источниками поступающих в систему элементов. Шпинель приурочена к зональным метасоматическим телам, развитым в контактах с доломитовыми (шарьжалгайский, ваханский, слюдянский комплексы) и магнезитовыми (ваханский комплекс) мраморами, ее появление обусловлено привнесом в систему Al, Fe, Si, Cr, V и других элементов. Наиболее крупные залежи известные уже на протяжении 300 лет находятся в ваханском комплексе и приурочены к магнезитовым и доломитовым мраморам (в соответствии с таблицей 1). Повсеместно промышленные залежи шпинели формируются последовательно за счет шпинель-форстеритовых мелкозернистых скарнов ультраметаморфического этапа. В последующем они были перекристаллизованы на постультрамета-морфическом этапе, что способствовало формированию крупных (5-20 см), редко до 0,5 м кристаллов шпинели розовых и красных оттенков в магнезитовых, и фиолетовых и красных в доломитовых мраморах. Шпинель красных оттенков отмечается в зональных телах, развитых во внутренних частях доломитовых и магнезитовых мраморов, а синих и голубых оттенков в зональных телах метасоматитов. Вхождение в шпинель Cr даже в незначительных количествах ( $< 200$  г/т) обуславливает ее розовую окраску. Интенсивность окраски возрастает до красного при концентрациях 0,2–0,3 % Cr, до рубиновой - больше, чем 0,8 % Cr. Синяя и голубая шпинель всегда является более железистой и при вхождении даже значительных количеств Cr (800-1000 г/т) окраска ее не меняется. Появление шпинели именно красных и розовых оттенков обусловлено еще двумя факторами:

- 1) содержание Cr в зональных телах возрастает от тыловых зон к периферическим, достигая максимальных значений в жильных телах скарнов;

- 2) коэффициенты распределения Cr между шпинелью и форстеритом составляют 40-49, т.е. резко смещены в пользу шпинели, а так как в ранних породах они ассоциируют друг с другом, то при формировании пород практически весь хром накапливается только в шпинели [3].

**Таблица 1 – Месторождения полезных ископаемых в структурах докембрия  
Сибирского кратона, Бадахшанского массива, фанерзойских и альпийских  
подвижных поясов в их обрамлении**

Этапы	Структура, массив	Зеленокаменные пояса, комплексы	Месторождения и проявления полезных ископаемых
Метаморфический	<b>Присаянский краевой выступ Сибирского кратона</b>	Онотский и Таргазойский пояса	<b><u>Mgs, Fe-Hem</u></b>
Ультраметаморфический		Китойский комплекс	<b><i>Fe-Mag, Sil, Crn</i></b>
Постультраметаморфический		Шарыжалгайский комплекс	<b><i>Fe-Mag, Spl, Tur, Phl</i></b> чарнокиты,
Магматический		Онотский пояс	<b><u>Офиокальцит, Тлк</u></b>
Метаморфический	<b>Центрально- Азиатский подвижный пояс</b>	Слюдянский комплекс	<b><u>Мрамор, Wo, Di, Gr</u></b>
Ультраметаморфический		Ольхонский комплекс	<i>Мрамор, Grt, Gr,</i>
Постультраметаморфический		Слюдянский комплекс	Пегматиты
		Ольхонский комплекс	
		Слюдянский комплекс	<b><u>Phl, Lzr, Mag, Wo, Cm</u></b>
		Ольхонский комплекс	Grt, Gr, Mag
Магматический	Быстринский массив	Слюдянский комплекс	Сиениты ( $\pm$ Npf)
Магматический	<b>Тажеранский массив</b>	Ольхонский комплекс	Сиениты ( $\pm$ Npf)
		Святоносский комплекс	Святоноситы
Метаморфический	<b>Бадахшанский массив</b>	Ваханский комплекс	<b><u>Mgs</u></b>
Ультраметаморфический		Ваханский комплекс	<b><i>Spl, En, Crn</i></b>
Постультраметаморфический		Ваханский комплекс	<b><u>Spl, Lzr, Crn, Phl, Тлк</u></b>
Магматический		Романитский комплекс	Чарнокиты
Метаморфический	<b>Альпийско- Гималайский подвижный пояс</b>	Музкольский комплекс	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , мраморы
Ультраметаморфический		Музкольский комплекс	<b><u>Crn, Crd, Npf</u></b>
Постультраметаморфический		Музкольский комплекс	<b><u>Рубин, Skp, Crd</u></b>
Магматический		Музкольский комплекс	Пегматиты <b><u>Tur, Trz.</u></b> Сиениты ( $\pm$ Npf), <i>Crn</i>

Примечание к таблице 1. Масштабы минерализации (шрифт): крупные месторождения – жирный с подчеркиванием, перспективные месторождения – жирный курсив, малопродуктивное оруденение – обычный, минералогические находки – обычный курсив. Сокращения минералов приведены по [7].

Становление промышленных месторождений шпинели осуществляется последовательно. На ультраметаморфическом этапе образуются мелкозернистые шпинель-форстеритовые скарны, а в условиях постультраметаморфического этапа отмечается их перекристаллизация и формирование промышленных обособлений. При этом интенсивность окраски шпинели уменьшается. Промышленно значимые месторождения шпинели отмечаются только в ваханском комплексе Бадахшанского массива (в соответствии с таблицей 1).

Корунд, включая его ювелирные разновидности, широко развит в ваханском и музкольском комплексах. Рубиновая минерализация известна и в породах ольхонского и слюдянского [8, 9], но промышленной значимости, скорее всего, иметь не будет.

В комплексах докембрия и фанерозоя могут быть выделены следующие типы корундовой минерализации:

1) мигматиты и плагиоклазиты с корундом, биотитом, плагиоклазом ультраметаморфического этапа по амфиболитам (музкольский комплекс);

2) перекристаллизованные и преобразованные корундсодержащие породы с дистеном, мусковитом, рубином (латеритные коры выветривания – пермо-триасовый комплекс в Альпийско-Гималайском поясе Восточного Памира);

3) рубиновая минерализация в кальцитовых или доломитовых мраморах (ваханский, музкольский, ольхонский, слюдянский комплексы);

4) корундсодержащие с флогопитом и плагиоклазом породы в контакте плагиоклазитов с доломитовыми мраморами (ваханский комплекс);

5) корундсодержащие с плагиоклазом, биотитом, скаполитом породы на контакте пегматитов с габброидами (музкольский комплекс);

6) корундсодержащие с амфиболом, флогопитом, сапфирином породы на контакте основных сланцев с доломитовыми мраморами (ваханский комплекс);

7) корундсодержащие с плагиоклазом, биотитом породы на контакте гранитоидов и пегматитов с доломитовыми мраморами (музкольский, ваханский, ольхонский комплексы);

8) корундсодержащие с кордиеритом, корнерупином, флогопитом, турмалином породы на контакте кордиеритовых пород с доломитовыми или магнезитовыми

мраморами (музкольский и ваханский комплексы).

Для типов 1-6 – характерным является присутствие рубиноподобных разностей, а для 7-8 – сапфиropодобных. Как правило, рубинсодержащие метасоматиты образуются по основным породам или в их контакте с мраморами, гранитоидами, а сапфирсодержащие – в контакте гранитоидов или пегматитов с мраморами или метасоматитами. При перекристаллизации корундсодержащих кор выветривания образуются рубино- и сапфиropодобные разности. Корунд красных оттенков обогащен Cr, V, а сапфиropодобный обеднен ими, как и литофильными элементами.

В музкольском комплексе прослеживается развитие корундовых парагенезисов, иногда совершенно уникальных, по высокометаморфизованным породам различного состава – кальцитовым и доломитовым мраморам, и даже гранатовым кварцитам. Кроме того, в метаморфических породах региональное развитие на огромной территории имеют флогопит, нефелин, скаполит, кордиерит (в соответствии с таблицей 1). В некоторых случаях они образуют промышленные скопления. Источником глинозема при формировании корундсодержащих метасоматитов по мраморам, сланцам и гнейсам в музкольском комплексе могли быть пермо-триасовые латеритные коры выветривания. Глинозем мог заимствоваться из последних и переотлагаться в других исходных породах под воздействием глубинных флюидов. В целом, формирование корундсодержащих метасоматитов может быть обусловлено как накоплением глинозема при проявлении процессов десиликации, так и инфильтрационным привносе Al.

В китойском комплексе отмечены корундовые породы (в соответствии с таблицей 1) с крупными кристаллами серо-розового непрозрачного корунда (до 7-8 см), сформированные по протолитам древних латеритов, и перекристаллизованные на постультраметаморфическом этапе [10]. Значение как ювелирное сырье они не могут иметь.

Большая часть проявлений в ваханском комплексе Бадахшанского массива и музкольском комплексе Альпийско-Гималайского пояса имеет и может иметь промышленное значение (в соответствии с таблицей 1). К тому же, крупнейшие в Мире промышленные месторождения рубина и сапфира, перечисленных выше типов, сосредоточены в Каракорумо-Гималайской зоне (Китай, Индия, Пакистан). Процессы перераспределения и привноса ряда петрогенных – Na, K, Al, Si, Fe, Mg и летучих элементов – F, B, Cl, обусловлены воздействием широко распространенных калиевых базальтоидов, открытых и описанных за последнее время в Гималаях и на Тибете базальтах шошонитовой серии [11-15]. Генетически связанные с ними флюиды могли способствовать региональным преобразованиям разновозрастных комплексов

Центральной Азии (докембрийских массивов Бадахшанского и Альпийско-Гималайского пояса) с формированием в них месторождений рубина, сапфира, шпинели (в соответствии с таблицей 1).

В Мире существуют три провинции распространения лазурита – Памирская, Прибайкальская и Чилийская. Месторождения, расположенные в первых двух регионах однотипные и приурочены к глубокометаморфизованным комплексам. Памирская провинция приурочена к Бадахшанскому массиву, часть которого расположена в Афганистане, а часть в Таджикистане (в соответствии с таблицей 1). В Прибайкалье отмечается несколько месторождений и проявлений лазурита, приуроченных к слюдяному комплексу. На Памире они приурочены к горанской свите ваханского полихронного и полициклического комплекса. Повсеместно лазуритовые метасоматиты образовались на контакте доломитовых мраморов с кислыми породами по механизму биметасоматического взаимодействия. Их постмагматический (постметаморфический, послемигматитовый) характер не вызывает сомнений [16]. Более ранними на лазуритовых месторождениях являются образования магматической стадии ультраметаморфического этапа, сформированные под воздействием магматических расплавов на мраморы. В эндоконтакте это нефелиновые и плагиоклазовые породы, а в экзоконтакте форстеритовые и пироксеновые скарны и кальцифиры. Породы постмагматического этапа образуются при взаимодействии растворов ( $T$  700-300°C) с более ранними гранитами, сиенитами и скарнами по мраморам. Среди них, кроме лазуритовых, отмечаются скаполитовые, флогопитовые и амфиболовые метасоматиты. Считается [16] что лазуритообразование связано с воздействием «остаточных» растворов, обуславливающих в высокотемпературных зонах метаморфизма слюдянского или ваханского комплексов формирование мигматитов и гранитоидов при аллохимических ультраметаморфических преобразованиях (гранитизации) алюмосиликатных пород и скарнов по мраморам. Отвергая этот факт, некоторые исследователи полагают, что лазуритовые месторождения образуются только при изохимическом метаморфическом процессе без какого-либо привноса вещества извне, путем экстракции элементов из толщ. В качестве подтверждения этого приводят данные изотопии – отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0,7098 и высокие содержания изотопа  $\text{S}^{34}$ , которые, безусловно, отражают их осадочную природу.

При изучении лазуритовых пород Малобыстринского месторождения были обнаружены барит, редкие для эндогенных месторождений – галит, сильвин. Эти новые данные позволили обосновать природу флюидов участвующих в лазуритообразовании. Так эндогенная природа Cl, Na, K во флюиде не вызывает сомнения и обусловлена внешними факторами, т.е. аллохимической природой воздействующих флюидов. Галит и

сильвин равновесны с минералами групп содалита и канкринита. Наблюдения указывают на то, что барит, как и самородная сера и сульфиды, являются источником серы для лазурита. В отличие от сильвина и галита, фиксируется замещение барита лазуритом, владимиривановитом, быстритом, иногда с повышенными концентрациями в них Ва (до 2,3%). Это подтверждает заимствование S и Ва из вмещающих пород.

Обнаружение галита и сильвина с одной стороны, а барита с другой, позволяет обосновать разную генетическую природу флюидных и породообразующих компонентов при формировании лазуритовых месторождений и обозначить внешний и собственный их источники. Внешний эндогенный источник обусловил поступление в систему флюидов, обогащенных К, Na, Cl. С ними на ранних этапах в слюдяном комплексе связано формирование мигматитов, гранитов и на постмагматическом этапе флогопитовых и лазуритовых месторождений. С меньшей долей вероятности, галит и сильвин могут быть связаны с эвапоритами, но они в слюдяном метаморфическом комплексе не известны. Собственным источником Ва и S был барит, а также тонкодисперсная S мраморов, которые экстрагировались внешними потоками флюидов из толщ.

Прослеживается влияние субстрата – высокосортные и ювелирные разности развиваются по нефелиновым породам или плагиоклазитам, а также протолитам обогащенным серой.

Флюиды являются продуктом смешения глубинных мантийных концентрированных высокощелочнометалльных источников, обогащенных К, Na, Cl и местных компонентов, насыщенных Ва, S, CO<sub>2</sub>. Ультраматморфические преобразования (гранитообразование), сопряженные с ними высоко- и среднетемпературные метасоматические процессы в глубинных зонах обусловлены подобными потоками. Полученные данные позволили объяснить появление высокохлористых и высокосернистых минералов минералов на лазуритовых месторождениях Прибайкалья и Памира.

В отчетный период продолжено изучение изотопов <sup>33</sup>S, <sup>34</sup>S в гранулитовых комплексах Прибайкалья. Постановка проблемы обусловлена тем, что в архее и раннем протерозое образовался ряд крупнейших сульфидных месторождений Мира. Выяснение источников серы и металлов имеет решающее значение для понимания их генезиса. Фракционирование изотопов серы происходит через кинетические изотопные эффекты во время микробных процессов и через различные реакции химического обмена между различными сульфидами, а также между сульфидами и сульфатами. В этих исследованиях использовались соотношения изотопов  $\delta^{33}\text{S}$ ,  $\delta^{34}\text{S}$  и  $\delta^{36}\text{S}$  [17] для установления масс-зависимого фракционирования изотопов серы (МЗФ). Исследования показали, что архейский цикл серы отличался от современного. Атмосфера ранней Земли

была бескислородной [18-20]. Для архейских и раннепротерозойских отложений МЗФ часто нарушается. Несоблюдение этой зависимости именуют как масснезависимое фракционирование серы (МНФ-S), а величина отклонения обозначается  $\Delta^{33}\text{S}\%$ . В современных процессах  $\Delta^{33}\text{S}$  не превышает  $\pm 0,05\%$  [21].

Считается, что масс-независимое фракционирование изотопов серы происходит в результате фотохимических реакций в бескислородной атмосфере под воздействием ультрафиолетового излучения [18-20, 22] и является спецификой раннедокембрийских осадочных пород, отражая процессы в поверхностных (атмосферных) условиях. При последующих геологических процессах с участием серы (магматических, метаморфических, метасоматических) ненулевые значения  $\Delta^{33}\text{S}$  обычно сохраняются даже при значительном масс-зависимом фракционировании, если только процессы смешивания не разбавляют метку  $\Delta^{33}\text{S}$ . Эффект масс-независимого фракционирования изотопов серы является химически законсервированным трассером, который указывает на вовлечение коровой серы в рудообразование. В исследовании использован мультиизотопный состав серы Черемшанского колчеданного сульфидного рудопроявления.

В отчетный период получены новые данные по мультиизотопному ( $\delta^{33}\text{S}$ ,  $\delta^{34}\text{S}$ ,  $\Delta^{33}\text{S}$ ) составу серы сульфидов. Методы позволили установить эффект масс-независимого фракционирования изотопов серы (МНФ-S) в образцах. Изотопный состав серы в сульфидах указывает на ее поступление из нескольких источников, в том числе и серы, прошедшей цикл фракционирования в архейской атмосфере. При метаморфизме, любых преобразованиях с изменениями состава пород и хемогенным фракционированием серы, метка осадочного источника серы в сульфидах сохранилась. Анализ вещественного состава пород, рудных минералов и изотопии серы показал, что изученные образования являются метаморфизованными позднеархейскими аналогами черных сланцев, а сульфидное оруденение относится к стратиформному серно-колчеданному типу.

Наибольшие положительные значения  $\Delta^{33}\text{S}$  в сульфидах присущи породам метаморфического этапа - дупироксеновым плагиогнейсам, кордиеритовым гнейсам, кварцитогнейсам и кварцитам. Породы, испытавшие ультраметаморфизм и метасоматоз, обладают меньшими величинами  $\Delta^{33}\text{S}$  (в интервале  $1.5 < \Delta^{33}\text{S} < 0.5 \%$ ). При этом самые поздние метасоматические породы обладают очень маленькой величиной  $\Delta^{33}\text{S}$ , которая не выходит за рамки  $\pm 0.5 \%$ . Породы черемшанской свиты в современном состоянии представляют собой вещественные комплексы, образованные из первичного протолита при метаморфизме гранулитовой фации. Выполненные палеорекострукции указывают на то, что сульфидные породы были гидролизатами. Большая часть других протолитов

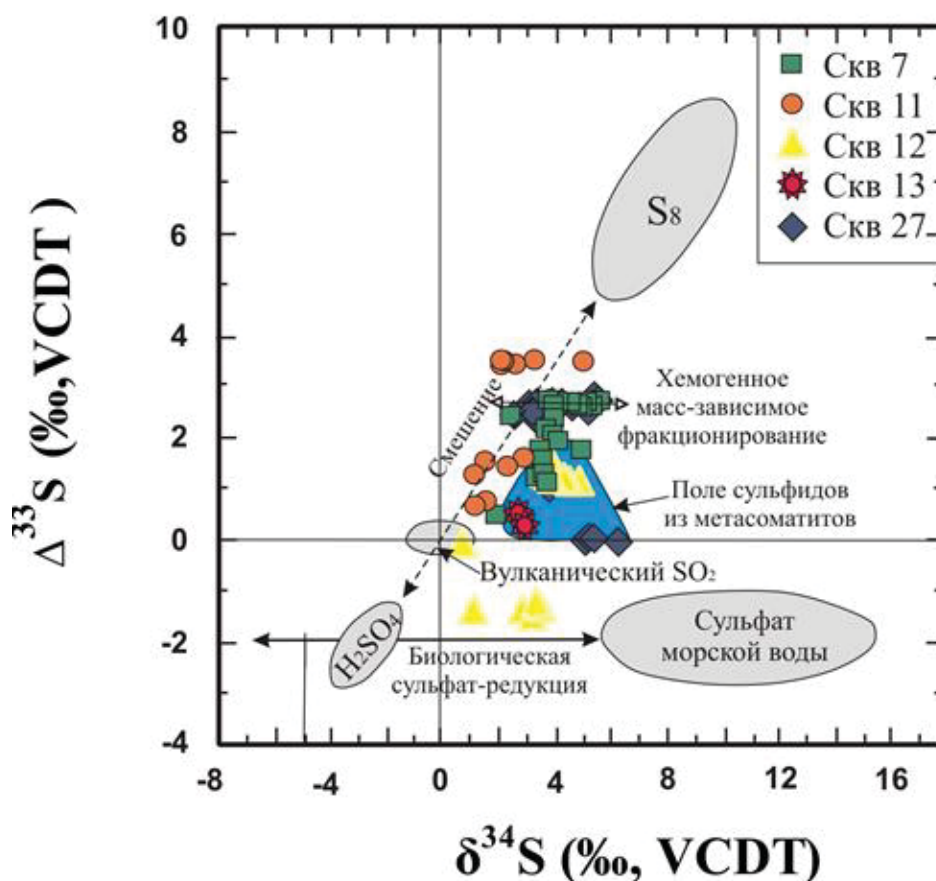


реконструируется как осадочные породы, глины, аркозы и субаркозы; полимиктовые, карбонатные и карбонатно-железистые песчаники, образованные в подводных условиях.

Сера стратиформных колчеданных месторождений может иметь три источника: магматическая сера, осадочная сера из атмосферы и сера сульфата морской воды (в соответствии с рисунком 2). Существует точка зрения, что доминирующим источником для таких месторождений является магматическая сера. Основная часть сульфидов черемшанской свиты обладает положительными значениями  $\delta^{34}\text{S}$  и  $\Delta^{33}\text{S}$ , т.е. источником аномалии была элементарная сера. Большинство фигуративных точек расположены в области изотопного смешения между вулканогенной и атмосферной серой (в соответствии с рисунком 2). Кроме элементарной серы в процессе образования сульфидов черемшанской свиты принимала участие и сера сульфатная. Однако сульфиды с отрицательными значениями  $\Delta^{33}\text{S}$  среди исследованных пород встречаются очень редко. Для пород черемшанской свиты по мультиизотопным соотношениям серы можно отметить два процесса - биологическую (бактериальная) сульфатредукцию и метаморфогенную перекристаллизацию.

Мультиизотопный состав серы из сульфидов черемшанской свиты однозначно указывает на присутствие осадочной серы, прошедшей цикл атмосферных преобразований. Несмотря на высокоградиентный метаморфизм, последующие ультраметаморфические (гранитизация) и постультраметаморфические преобразования, с изменением минерального состава пород, хемогенным фракционированием серы, метка атмосферного источника серы в сульфидных рудах во многих случаях хорошо сохранилась. В породах, подвергшихся метасоматозу, метка осадочной серы была ослаблена, а в некоторых случаях стерта, в результате разбавления привнесенной серой с мантийными характеристиками. Разрез черемшанской свиты шарьжалгайской серии - пример стратификации экзогенных пород, сформированных на границе архея и протерозоя. Результаты по изотопии серы могут использоваться как репер в обосновании структурно-вещественной шкалы докембрия, проведения корреляций.

В черемшанской свите шарьжалгайского комплекса обнаружены редкие позднеархейские стратиформные колчеданные руды. Мультиизотопный состав серы из сульфидов руд и вмещающих пород отражает их образование из сульфатной серы неархейского периода, прошедшей цикл атмосферных преобразований с высокими положительными аномалиями изотопов  $^{33}\text{S}$ .



Условные обозначения. Атмосферное масс-независимое фракционирование показано штриховой стрелкой. Направление масс-зависимого фракционирования при перекристаллизации во время метаморфизма показано двусторонней стрелкой. Серые поля представляют собой изотопный состав вулканических аэрозолей  $\text{SO}_2$ ,  $\text{S}_8$  и  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и сульфата морской воды [23]. Голубое поле — область сульфидов из пород черемшанской свиты, подвергшихся метасоматозу

**Рисунок 2 – Соотношение изотопов серы в сульфидах пород черемшанской свиты**

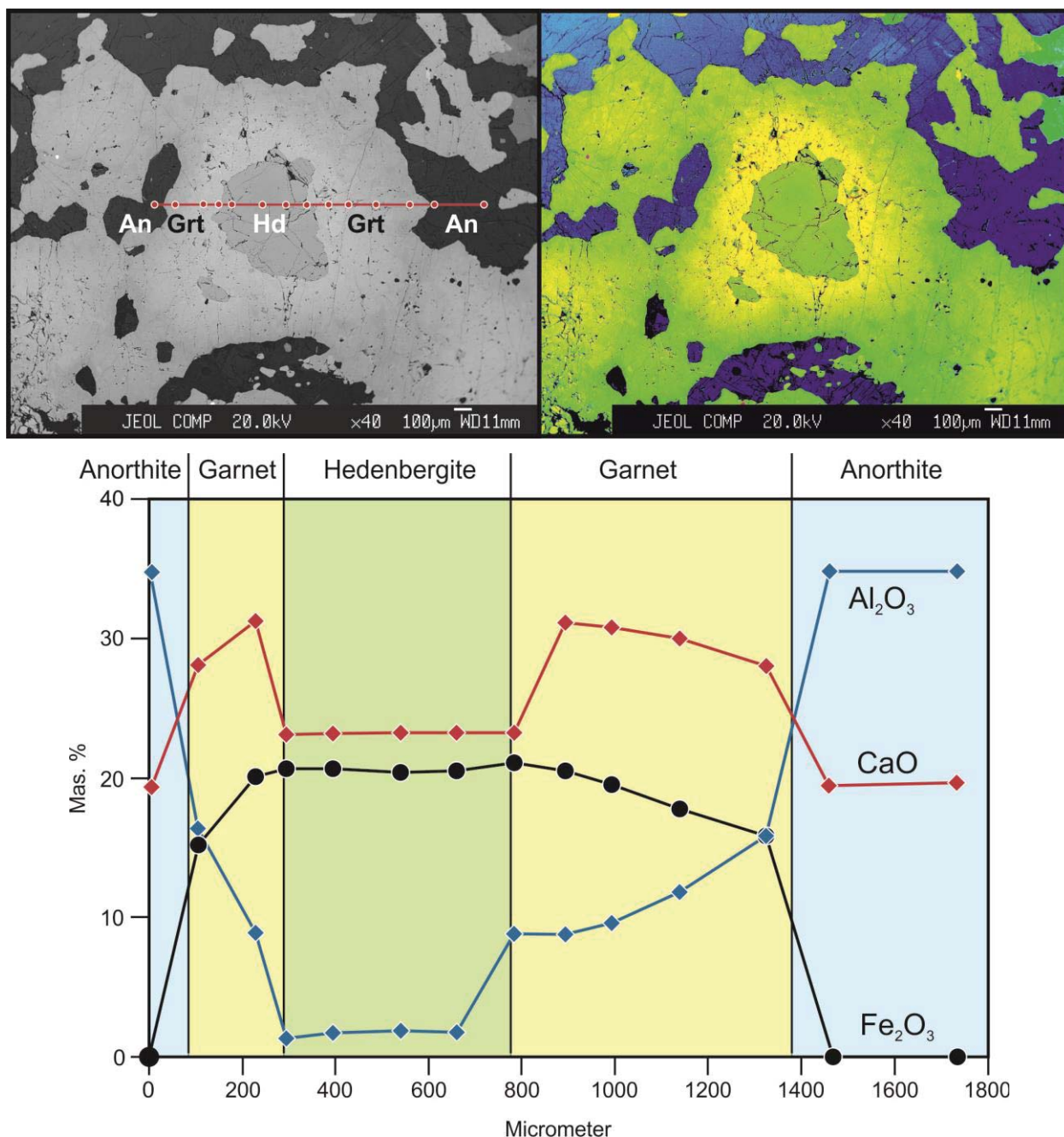
## **1.2 Исследование геохимического разнообразия метасоматических процессов, сопряженных с гранитизацией, в связи с тектоникой на примере Чуйской и Гарганской глыб**

Установлено, что на раннем этапе каледонской коллизии пик регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фации сопровождается развитием мигматитов по механизму метаморфической изохимической дифференциации. Анализ минералов лейкосомы и палеосомы показал, что в этом процессе разделение темноцветных и светлых минералов в пространстве не сопровождается изменением их состава, как и валового состава пробы мигматита. При переходе к сдвиговому тектогенезу с увеличением проницаемости породы поступление кремне-калиевых растворов приводит

к метасоматической мигматизации с изменением состава и минералов, и породы. При изучении метасоматической мигматизации нами были открыты и детально изучены известковые домагматические скарны о-ва Ольхон. В Ольхонском регионе покровно-надвиговый этап каледонской коллизии сменяется ярко выраженным этапом сдвигового тектогенеза [24, 25]. Если первый характеризуется пиком метаморфического квазиизохимического преобразования пород с зональным по отношению к коллизионному шву распределением температур, то на позднем этапе образование сдвиговых структур сопровождается контрастным распределением давлений. Это приводит к развитию сопряженного метасоматического преобразования пород, резко различающемуся в зонах повышенного и пониженного давления. В участках пониженного давления образуются описанные [24] структуры течения мраморов и зоны меланжей. В участках относительно повышенных давлений формируются сопряженные зоны мигматитов и скарноподобных пород. Впервые скарны были описаны [4] в Чернорудской зоне Приольхонья и названы эклогитоподобными породами. По составу это магнезиальные скарны.

Известковые скарны приурочены к северной сдвиговой зоне, которая по простиранию продолжает Чернорудскую зону Приольхонья на о-ве Ольхон. Тела скарнов представлены линзами гроссуляр-геденбергит-анортитовых пород. В них проявлена четкая зональность, параллельная их контакту с мигматизированными гнейсами ольхонской серии. Вслед за богатой кварцем тыловой зоной пробы имеют практически постоянный, бескварцевый состав, хотя процентные соотношения анортита, геденбергита, граната и эпидота изменяются. Породы содержат, кроме 40 мас. %  $\text{SiO}_2$ , 24-26 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 20-22 %  $\text{CaO}$  и около 9 % суммы железа при очень низких концентрациях магния и отсутствии щелочей. Редкоэлементный состав известковых скарнов характеризуется повышенными содержаниями V, Sc, Y, Ga и Ge, но наиболее высокие концентрации Sr – 1800-2200 ppm. Такие уровни Sr в Приольхонье и на о. Ольхон встречаются только в кальцитовых мраморах. Значит, они были наиболее вероятным субстратом, по которому развивался метасоматит. Повышенные содержания V, Ge не противоречат такому предположению, так как мраморы обычно содержат графит, богатый этими элементами. Субстратом для образования скарнов могли быть килевые остатки складок кальцитовых мраморов. Необычными для такого состава пород являются близкие к гранитам и мигматитам концентрации Zr, Nb и REE [26]. В исходных мраморах их должно быть намного меньше. Это также может свидетельствовать о сопряженном с мигматизацией развитии скарнов под воздействием кремне-калиевых растворов. Причем внешняя зона геденбергит-анортитового состава имеет постоянный состав минералов, а развивающийся позднее гроссуляр – зональный, что свидетельствует о смене во времени

инфильтрационного метасоматоза диффузионным (затухание метасоматического процесса) (в соответствии с рисунком 3). Измерения РТ условий образования скарнов и мигматитов проводились с помощью минеральных геотермобарометров, которые показали близкие температуры формирования мигматитов и скарнов - 610-630°C при  $P=8$  кбар, более низкие, чем пик метаморфизма для гнейса (ШРН187) (в соответствии с таблицей 2) и для возможных выделок гранитного расплава.



Условные обозначения. Сокращения названий минералов: An – анортит, Hd – геденбергит, Grt – гранат.

**Рисунок 3 – Изменение состава минералов по разрезу скарна, выполненное на микроанализаторе JXA 8200, аналитик Л.Ф. Суворова**

**Таблица 2 – P-T-условия формирования гнейсов, мигматитов и известковых скарнов по данным термобарометрии**

Геотермобарометры		T°C		P, kbar
№ проб	Точки измерения	Holdaway	Raheim	Макрыгина
ШРН-187	Gr-Bt центр	670	630	8
Гнейс	Gr-Bi край	660	625	8
ШРН-188	Gr-Bt центр	620	610	8
Мигматит	Gr-Bt край	610	590	8
ШРН39	Gr-CPx центр	630	635	8
Gr-Ged-An	Gr-CPx	628	630	8
скарн	Gr-CPx край	600	583	8

Метод физико-химического моделирования осуществлялся А.В. Ощепковой путем решения обратной задачи геотермобарометрии для гранат-биотитового мигматита ШРН98 и геденбергит-анортит-гранатового скарна ШРН38 с помощью программного комплекса «Селектор-С», реализующего подход выпуклого программирования к вычислению равновесия в гетерогенных системах минимизацией термодинамических потенциалов, в данном случае свободной энергии Гиббса [26, 27].

Для парагенезисов мигматитов и скарнов расчеты дали близкие температуры 610-630°C, что подтверждает их генетическую связь и доагматическое образование, как и отсутствие расплавных включений в лейкоosome мигматитов. В то же время фиксируются разные давления: 7 кбар для мигматитов и 7,5 кбар для скарнов. В эндоконтактах скарнов встречается бариевый калишпат с содержанием до 20 % гялофанового минала, что является прямым свидетельством относительного повышения давления (в соответствии с таблицей 3).

**Таблица 3 – Результаты физико-химического моделирования**

№ образца	T°C	P kbar	Минеральная ассоциация
ШРН-98 Мигматит	615	7.0	Fsp <sub>35</sub> + Bt <sub>5</sub> + Pl <sub>28</sub> + Qu <sub>32</sub>
ШРН-38 Скарн	614	7.5	Grs <sub>35</sub> + Crx <sub>9</sub> + An <sub>48</sub> + Ep <sub>8</sub>

**Примечание к таблице 3** – Fsp – калиевый полевой шпат, Bt – биотит, Pl – плагиоклаз, Qu – кварц, Grs – гроссуляр, Crx – клинопироксен, An – анортит, Ep – эпидот. Подстрочные значения – количества минералов в об. %.

Таким образом, при метасоматическом образовании мигматитов остатки пластов мраморов являются местом сброса основных компонентов гнейса - Fe, Ni, Cr и Al. Алюминий освобождается при образовании в лейкосоме мигматита альбит-олигоклаза и переходит в анортит в геденбергитовой зоне скарна. В Чернорудской зоне, где среди мраморов преобладают доломитовые разности, развиваются магнизиальные скарны. Такой сценарий возможен только при мощном развитии сдвигового тектогенеза, который превращает пластины пород в относительно закрытые системы с автономными процессами их преобразования.

### **Выводы**

Определена общая минерагенетическая специфика метаморфических и метасоматических комплексов пород Сибирского кратона (Онотский зеленокаменный пояс; шарыжалгайский, китойский гранулитовые комплексы), обрамляющего его Центрально-Азиатского подвижного пояса (слюдянский ольхонский, святоносский, барбитайский комплексы), Бадахшанского массива (ваханский комплекс) и Альпийско-Гималайского подвижного пояса (музкольский комплекс). Изучены шпинелевые, лазуритовые и корундовые метасоматиты с установлением закономерностей формирования минерализации и значимых месторождений в докембрии и фанерозе.

В Сибирском кратоне (черемшанская свита шарыжалгайского комплекса) обнаружены редкие для раннего докембрия позднеархейские стратиформные колчеданно-полиметаллические руды. Установлено, что мультиизотопный состав серы ( $\Delta^{33}\text{S}$ ) из сульфидов этих руд и вмещающих пород свидетельствует об их формировании в неоархейский период в условиях бескислородной атмосферы. Это позволяет рассматривать их как неоархейские породы черносланцевой формации.

Проведено изучение этапов изохимической и аллохимической гранитизации и обусловленный последней процесс изостатического воздымания структуры Гарганской глыбы. Изучено домагматическое скарнообразование, связанное с мигматизацией гнейсов ольхонской серии на этапе сдвигового тектогенеза.

## **2 Петрологические и изотопно-геохимические индикаторы процессов мантийно-корового взаимодействия при формировании гранитоидов, формирующихся в условиях различных геодинамических обстановок**

### **2.1 Петролого-геохимический анализ разновозрастного гранитоидного магматизма в обрамлении Сибирского кратона: индикаторные вещественные особенности гранитоидов различных геодинамических обстановок, источники магм, роль процессов мантийно-корового взаимодействия**

Установлено, что в Ольхонском регионе Прибайкалья магматизм завершился формированием поясов субмеридианально ориентированных редкометалльно-редкоземельных пегматитовых тел, редкометалльно-бериллоносных на востоке о-ва Ольхон и амазонит-содержащих пегматитов в Приольхонье. Выделены и изучены пегматоидные граниты и пегматиты Ольхонского региона двух геохимических типов: Li-F-Ta амазонит-содержащие в ангинской толще и Rb-Be-Nb типа - в ольхонской. Появление редкометалльных гранит-пегматитов с возрастом 390 млн. лет означает начало герцинского внутриплитного этапа геодинамического развития Ольхонского региона. Следует отметить, что внутриплитный магматизм широко проявлен в регионах Центральной Азии (Забайкалье, Монголия, Китай), где он имеет важное практическое значение.

Редкометалльные гранитоиды и пегматиты в этих регионах формировались при плавлении докембрийской и каледонской континентальной коры под воздействием мантийных магм и связанных с ними глубинных флюидов [29-31]. С ними связаны месторождения и рудопроявления разнообразных типов редких металлов (Li, Cs, Be, Sn, W, Nb, Ta, Zr, REE).

Проведено сопоставление эталонных плутонов разновозрастных ареалов гранитоидного магматизма Монголии: раннемезозойского (Бага-Хэнтей, Бага-Газрын) и позднемезозойского (Их-Наротин Хид), с целью анализа геодинамических механизмов их образования. Бага-Хэнтейский плутон является частью Дауро-Хэнтейского батолита, образование которого связывается с воздействием Монгольского плюма на нижние горизонты континентальной коры в зоне коллизионного сжатия, возникшей при закрытии Монголо-Охотского океана [32]. По данным изотопно-геохимических исследований [33] в образовании батолита и его обрамления участвовали мантийные и коровые источники расплавов. При высокой степени плавления протолита раннекаледонской континентальной коры Хэнтейского прогиба формировались гранодиориты ядра ареала, а

по мере роста их кремнекислотности возрастала доля ювенильного компонента в источнике гранитоидов Бага-Хэнтея. Так на примере Хэнтейской интрузии в центральной части ареала установлено концентрирование редких элементов (Sn, Ta, Li, W) в гранитах, но они в большей мере обогащены высокозарядными элементами Zr, Hf, Nb, Zn, Th, U относительно редкометалльных гранитов периферической зоны ареала (Бага-Газрын, Жанчивлан) что указывает на возможный глубинный источник накопления этих элементов в центре раннемезозойского ареала [34].

Позднемезозойский массив Их-Наротин-Хид (122-136 млн лет) возник в другой геологической обстановке – в пределах зоны рифтогенеза, порожденного одним из плюмов Центрально-Азиатского горячего поля мантии. Массив тяготеет к границе рифтовой области. Петрогеохимическая близость его пород к составу вмещающих гнейсов дает основание считать гнейсы как наиболее вероятный тип субстрата при образовании палингенных гранитов известково-щелочного ряда. Их плавление происходило под влиянием мантийных магм щелочно-базальтоидного и абсарокит-шошонитового состава, дайки которых прорывают граниты массива, но, кроме того, широко проявлены в рифтогенных впадинах в его обрамлении. Таким образом, сопоставление крупных массивов гранитоидов сформировавшихся в разных по строению магматических ареалах, указывает на то, что ведущим механизмом формирования их магм являлись процессы анатексиса. Это отразилось на их составе, унаследовавшем характеристики вмещающей коры. Различия в составе продуктов плавления отражены в слабой дифференцированности пород Бага-Хэнтейского массива, что, возможно, определялось условиями анатексиса и последующим формированием расплавов в обстановке коллизионного сжатия. В отличие от него магматические расплавы Их-Наротин-Хидского массива формировались в обстановке растяжения, благоприятствовавшей их глубокой дифференциации [35].

Однако в обоих случаях источником тепла, порождавшего анатексис, являлись мантийные плюмы, обеспечившие не только тепловое воздействие на литосферу, но и вещественное участие мантийных магм в процессах гранитообразования.

В рифтовой периферической зоне повышенной проницаемости южной части раннемезозойского ареала под воздействием мантийного плюма проявлены процессы флюидно-магматического взаимодействия [31], когда под влиянием высокотемпературных глубинных флюидов происходит плавление корового субстрата, определяющее геохимические особенности интрузий Li-F гранитов. Образование гранитной магмы, обогащенной Li, F, Rb, Sn, Ta, может происходить при небольших степенях плавления нижнекорового субстрата. Становление крупных массивов, как Бага-



Газрынский, определяется их формированием в более верхних горизонтах земной коры, где в магме глубоко проявлены процессы ее дифференциации, а насыщение растворов летучими компонентами может приводить к образованию в постмагматическую стадию метасоматитов различной щелочности (грейзены-цвиттеры, микроклиниты, альбититы), продуцирующих редкометалльную минерализацию (Sn, W, Li, Ta, Nb) (в соответствии с рисунком 4) [36]. На примере мезозойских ареалов магматизма Монголии показано, что процессы гранитообразования и ассоциирующей редкометалльной минерализации обусловлены взаимодействием глубинных флюидов с веществом корового материала и последующей длительной эволюции гранитных магм.



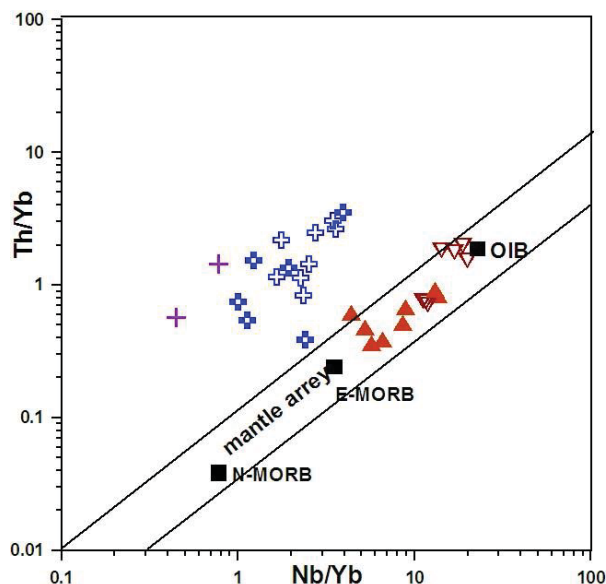
Условные обозначения. Содержания элементов (ppm) нормированы на средний состав континентальной коры [37]. На диаграмме показаны средние составы нижней (LC) и верхней (UC) континентальной коры.

**Рисунок 4 – Распределение элементов в породах Бага-Газрынского и Бага-Хэнтэйского массивов (Монголия)**

## **2.2 Изучение процессов формирования раннепалеозойских габбро-гранитных плутонических ассоциаций и сопутствующих им редкометалльных пегматитов Южного Сангиленга, проходивших в сложной палеогеодинамической обстановке**

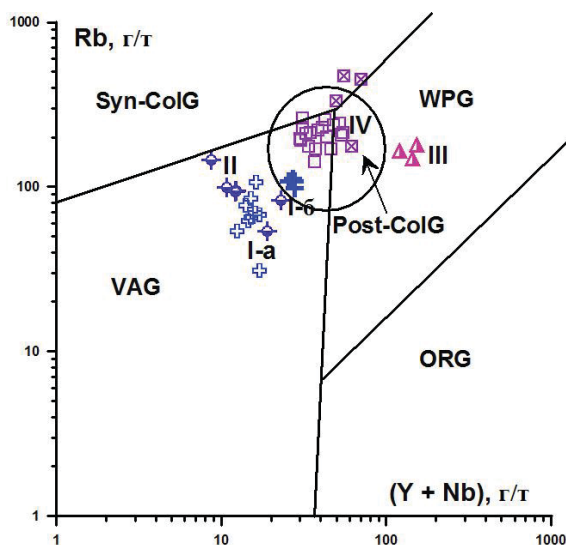
В 2019 г. в Качикском и Сутлугском полях редкометалльных сподуменовых пегматитов, расположенных в западной и центральной частях Южно-Сангиленского пегматитового пояса (ЮСП), проведены исследования габброидов и гранитоидов из интрузий, предшествовавших формированию редкометалльных пегматитов. Определена их принадлежность к четырем магматическим ассоциациям, для которых выявлена последовательность формирования и соответствие возраста интервалу раннепалеозойского коллизионного орогенеза (520-480 млн. лет), установленному в сопредельном регионе Западного Сангиленга. Среди этих ассоциаций в Качикском поле впервые на Сангиленге выявлена магматическая бимодальная ассоциация (III) высокотитанистых монцогаббро и щелочных эгириновых гранитов раннепалеозойского возраста.

Показаны кардинальные различия состава пород габбро-гранитной ассоциации I раннеколлизионной стадии (520-510 млн. лет), имеющих геохимические характеристики островодужного магматизма с участием субдукционной компоненты, и пород из бимодальной ассоциации III позднеколлизионной стадии (500-483 млн. лет), демонстрирующих геохимические признаки OIB и WPG (в соответствии с рисунком 5 и 6). Установлено, однако, что изотопно-геохимические характеристики (Sm-Nd-Sr) габбро-гранитных ассоциаций I и III в Качикском пегматитовом поле практически совпадают (значения  $\epsilon_{Nd(T)}$  от + 1.6 до + 3.9) и на диаграмме Sr-Nd систематики находятся вблизи тренда мантийной последовательности (в соответствии с рисунком 7). Предполагается, что в их образовании участвовал единый мантийный источник, состав которого менялся со временем. Последнее может быть отражением сложной палеогеодинамической обстановки в данном регионе в раннем палеозое, когда формирование и преобразование континентальной коры Тувино-Монгольского массива и аккреционной области в целом происходило в условиях коллизионного тектогенеза на фоне проявления мантийного диапиризма, инициировавшего процессы высоградидентного метаморфизма и возникновение коровых расплавов [38-40].



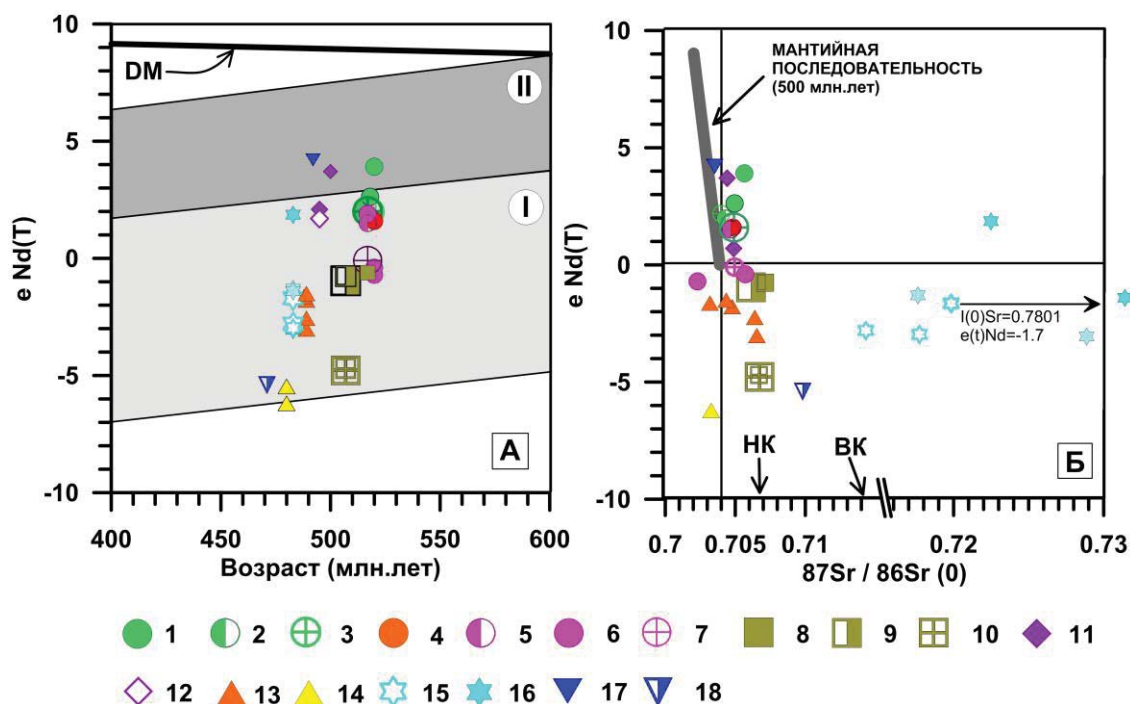
Условные обозначения. Габбро двух магматических ассоциаций (раннеколлизийной I – кресты, позднеколлизийной III – треугольники).

**Рисунок 5 – Дискриминационная диаграмма Th/Yb—Nb/Yb для магматических пород раннепалеозойского возраста Южно-Сангиленского пегматитового пояса (ЮСП)**



Условные обозначения. Диаграмма Rb—(Y+Nb) приведена для гранитов, образующихся в разных тектонических обстановках: syn-COLG – синколлизийные, post-COLG – постколлизийные, WPG – внутриплитные, VAG – вулканических дуг, ORG – океанических хребтов. Граниты 4-х магматических ассоциаций ЮСП, сформировавшихся на разных стадиях коллизийного тектогенеза: раннеколлизийной (I-II - кресты) и позднеколлизийной (III - треугольники, IV - квадраты).

**Рисунок 6 – Дискриминационная диаграмма Rb—(Y+Nb) для магматических пород раннепалеозойского возраста Южно-Сангиленского пегматитового пояса (ЮСП)**



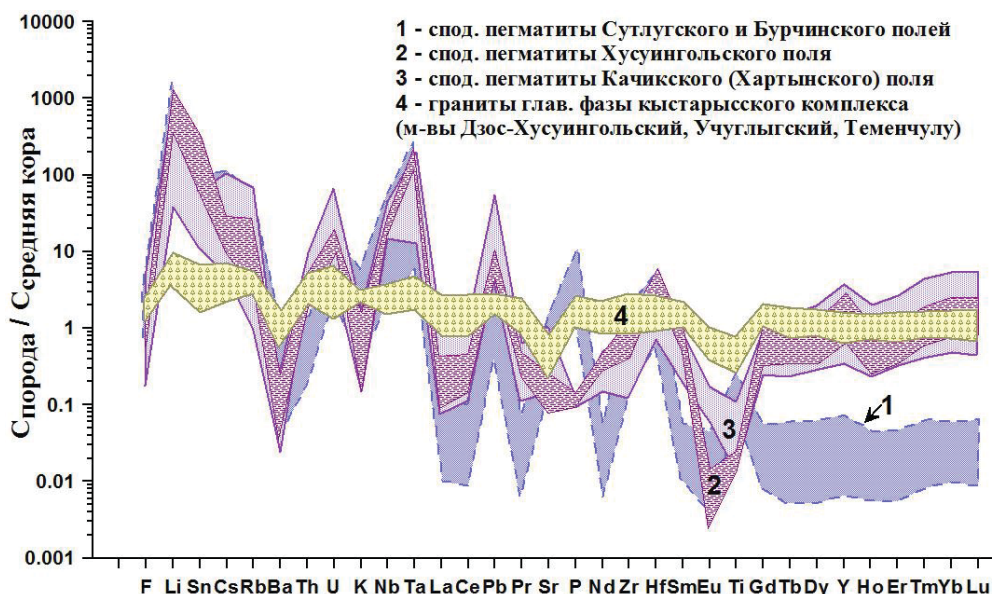
Условные обозначения: I –IV магматические ассоциации ЮСП: I – габбро-диорит-кварцевый диорит-гранодиоритовая (1-7 разным цветом для разных полей, залитый круг-габбро, полужалитый круг – кварцевый диорит, круг с крестом – гранодиорит, плагиогранит); II – тоналит-плагиогранитовая (8 – тоналит, 9 – плагиогранит, 10 – лейкоплагиогранит); III – монцогаббро-щелочногранитовая (11 – монцогаббро, 12 – щелочные граниты); IV-а – гранит-лейкогранитовая кыстарысского комплекса ЮСП (13 – биотитовые граниты главной фазы, 14 – биотитовые лейкограниты фазы дополнительных интрузий); IV-б – сподуменовые пегматиты ЮСП (15 – проявления Харты Качикского поля, 16 – месторождения Тастыг); IV-с гранит-лейкогранитовая в Солбельдерском поле ЦСП (17 – биотитовые плагиограниты главной фазы, 18 – биотитовые лейкограниты фазы дополнительных интрузий). Римскими цифрами обозначены области составов коры рифейской (I) и каледонской (II) Nd-изотопных провинций ЦАСП по [41].

**Рисунок 7 – Эволюционная диаграмма  $\epsilon Nd(T)$ -возраст (А) и изотопная Sr-Nd систематика (Б) пород магматических комплексов Южно-Сангиленского пегматитового пояса, включающих месторождения литиевых пегматитов Тастыг**

Изотопные (Sm-Nd-Sr) характеристики гранитов кыстарысского комплекса наиболее поздней IV-й магматической ассоциации ЮСП, которые классифицируются как постколлизийные граниты А-типа, и близких к ним по времени формирования сподуменовых пегматитов Качикского поля, гораздо более радиогенные ( $\epsilon Nd(T)$  = от -1,6 до -3.1) (в соответствии с рисунком 7), и типичны для «рифейской» изотопной провинции микроконтинентов в составе Центрально-Азиатской складчатой области. Сходство их изотопных Sm-Nd характеристик говорит о тесной парагенетической взаимосвязи обеих

групп пород на уровне зарождения очагов расплавов, несмотря на разобщенность их интрузий в пространстве и отсутствие в эволюции гранитов признаков фациального перехода к редкометалльным пегматитам.

В Качикском поле установлено, что щелочные породы бимодальной ассоциации предшествовали образованию и оказали влияние на состав гранитно-пегматитовых систем ЮСП, источником которых, судя по их изотопным данным  $\epsilon Nd(T) = (-1,6) - (-3,1)$ , были метаосадочные породы. Доказана возможность метасоматической переработки последних флюидами, сопровождавшими внедрение щелочных интрузивных пород. Этим, очевидно, обусловлены специфический состав как пегматитоносных гранитов кыстарыского комплекса А-типа (в соответствии с рисунком 7 – ассоциация IV), так и сподуменовых пегматитов Качикского поля (в соответствии с рисунком 8 – поле 3) с их обогащением Nb, Zr, Y, РЗЭ, элементами нетипичными для классических богатых Li гранитно-пегматитовых систем.



Условные обозначения. Поля: сподуменовые пегматиты 1 – Бурчинского и Сутлугского, 2 – Хусуингольского, 3 – Качикского полей (Хартынского проявление), 4 – граниты главной фазы трех изученных массивов (Дзос-Хусуингольского, Учуглыгского, Теменчулу). Содержания элементов (ppm) нормированы по среднему составу земной коры по [37].

**Рисунок 8 – Мультиэлементные спектры для гранитов главной фазы кыстарыского комплекса (из 3-х массивов) и сподуменовых пегматитов разных полей ЮСП**

Сравнение состава сподуменовых пегматитов Качикского и Сутлугского полей ЮСП (в первом предшествующий щелочной магматизм проявился, а во втором – нет) выявило их региональные различия по типу щелочности (соотношению Na/K) и дополнительной редкометалльной специализации: (1) Li ± Cs, Ta (классическая LCT) в Сутлугском поле и

(2)  $Li \pm Cs, Ta, Nb, Zr, Y, P3Э$  (комбинированная LCT-NYF) в Качикском поле (в соответствии с рисунком 8), свидетельствующие о различных условиях их петрогенезиса. Это доказывает, что редкоэлементный состав богатых Li сподуменовых пегматитов, как и обычных гранитов, может отражать геохимическую специфику их коровых источников, в том числе – проявление мантийно-корового взаимодействия.

### **Выводы**

По направлению исследований разновозрастного гранитоидного магматизма в обрамлении Сибирского кратона было установлено, что в Ольхонском регионе Прибайкалья появление редкометалльных гранит-пегматитов с возрастом 390 млн. лет означает начало герцинского внутриплитного этапа геодинамического развития. Показано, что редкометалльные гранитоиды и пегматиты в южном обрамлении Сибирского кратона, в Прибайкалье и Монголии формировались при плавлении докембрийской и каледонской континентальной коры под воздействием мантийных магм и связанных с ними глубинных флюидов. С ними связаны месторождения и рудопроявления разнообразных типов редких металлов (Li, Cs, Be, Sn, W, Nb, Ta, Zr, REE).

В расширение задач исследований гранитоидного магматизма изучены процессы формирования раннепалеозойских габбро-гранитных плутонических ассоциаций и сопутствующих редкометалльных пегматитов Южного Сангиленга, образованных в сложной палеогеодинамической обстановке. Показаны кардинальные различия состава пород габбро-гранитной ассоциации I раннеколлизийной стадии (520-510 млн. лет), имеющих геохимические характеристики островодужного магматизма с участием субдукционной компоненты, и пород из бимодальной ассоциации III позднеколлизийной стадии (500-483 млн. лет), демонстрирующих геохимические признаки OIB и WPG. Предполагается, что в их образовании участвовал единый мантийный источник, состав которого менялся со временем. Установленные изотопные Sm-Nd характеристики гранитов позднеколлизийной стадии A-типа и сподуменовых пегматитов свидетельствуют о тесной парагенетической взаимосвязи обеих групп пород на уровне магматических очагов, протолитом которых были коровые породы, испытавшие метасоматическое воздействие при внедрении предшествовавших щелочных интрузий. Сравнение состава сподуменовых пегматитов Качикского и Сутлугского полей Сангиленга выявило их региональные различия и доказывает, что редкоэлементный состав богатых Li сподуменовых пегматитов, как и обычных гранитов, может отражать геохимическую специфику их коровых источников.

### **3 Источники вещества, процессы формирования и эволюции кислых магм в различных геодинамических обстановках (на основе минералогических, термобарогеохимических и изотопно-геохимических данных)**

#### **3.1 Реконструкция условий формирования онгонитов, топазитов, онгориолитов и риолитов позднемезозойского возраста в Восточном Забайкалье и Центральной Монголии**

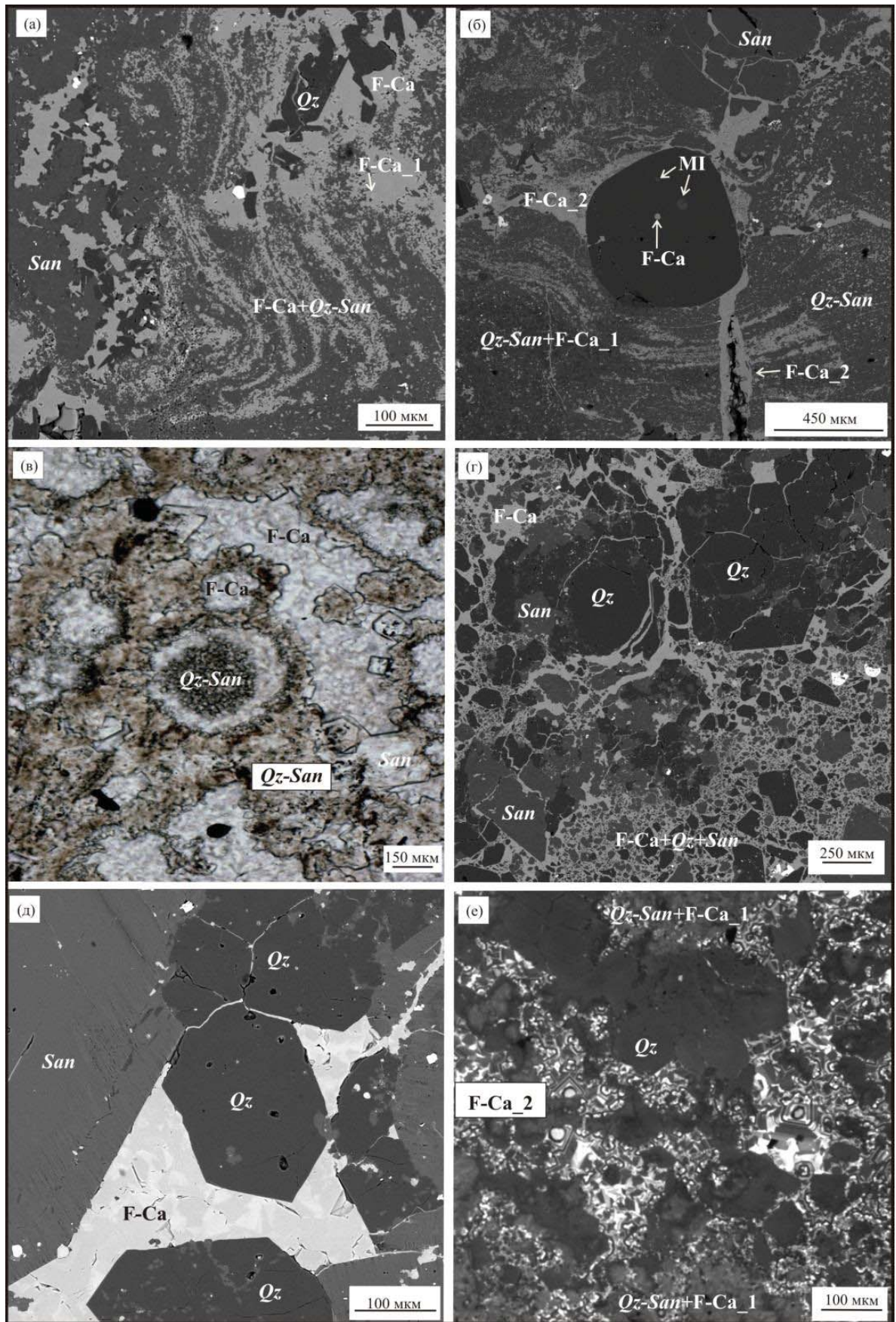
Продолжено изучение условий формирования риолитов с реликтами фторидно-кальциевого (F-Ca, флюоритового) расплава (в соответствии с Рисунком 9) в пределах Нилгинской депрессии, Центральная Монголия.

Основное внимание было уделено анализу минералого-геохимических данных по породам, определению состава F-Ca фазы (реликта флюоритового расплава) в матриксе и во включениях методом LA-ICP-MS, изучению рентгеновских и спектроскопических свойств F-Ca фазы (в соответствии с рисунком 10), а также экспериментам по плавлению риолитов с различным содержанием Ca и F для определения составов фаз методом LA-ICP-MS и свойств продуктов закаливания несмесимых расплавов.

Выполнены опыты по плавлению обогащенных флюоритом риолитов (в соответствии с рисунком 11). Фторидно-силикатная жидкостная несмесимость наблюдалась при содержаниях в исходной системе  $F > 2.5$  мас.% и  $CaO > 5.3$  мас.% в широком интервале  $P$ - $T$  параметров (1250–750°C, 5.5–1 кбар).

Фторидно-силикатная жидкостная несмесимость наблюдалась при содержаниях в исходной системе  $F > 2.5$  мас.% и  $CaO > 5.3$  мас.%. С ростом температуры и давления происходило значительное увеличение концентраций REE, Y, Sr, P, Th, U, Nb, Co, Cu, Sn, Sb и Mo в F-Ca расплаве. Особенности коэффициентов распределения  $D_{REE}$  между F-Ca и силикатным расплавами могут привести к образованию тетрад-эффектов M-типа для первой, третьей и четвертой тетрад в нормированных к хондриту спектрах REE силикатного расплава (в соответствии с рисунком 12).

Флюоритовый (F-Ca) расплав существовал до субсолидусных температур риолитового расплава. Ни одна из моделей магматической кристаллизации флюорита в гаплогранитных расплавах либо субсолидусной постмагматической и гидротермальной флюоритизации не объясняет происхождение обогащенных флюоритом риолитов.



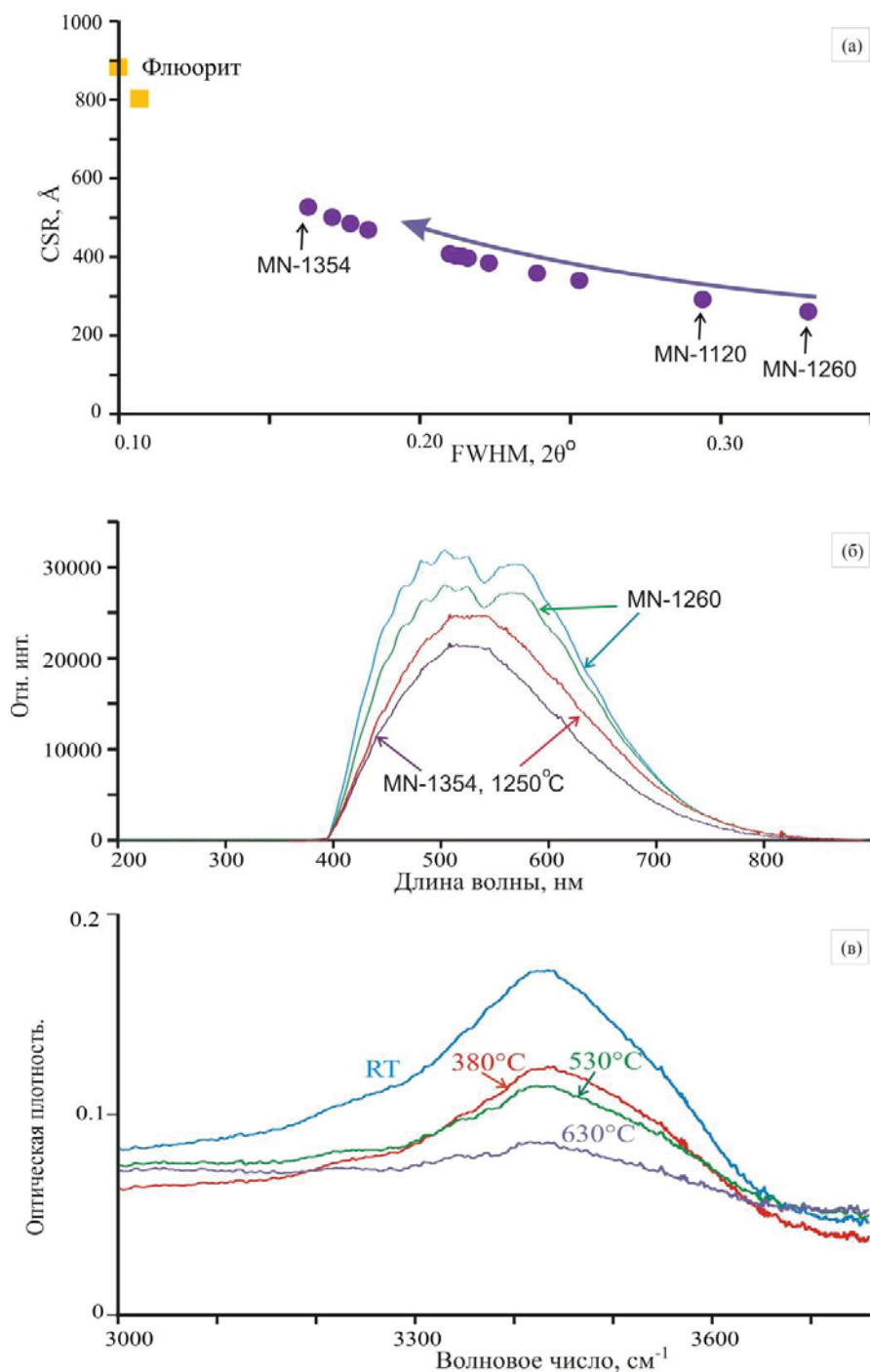
Условные обозначения. (а) Флюидальные прослои F-Ca фазы и кварц-санидиновых симплектитов, стрелка указывает на реликтовую F-Ca глобулу. (б) Поздняя генерация F-



Ca фазы заполняет трещины в крупном выделении санидина, пересекает флюидальный матрикс, сложенный прослоями кварц-санидинового симплектита и F-Ca фазой ранней генерации. Порфиновый вкрапленник кварца содержит расплавные включения и F-Ca включение. (в) Зональные сферулы с прослоями, выполненными F-Ca фазой и кварц-санидиновыми симплектитами. (г) F-Ca фаза цементирует обломки кварца, санидина и матрикса риолита, а также идиоморфные микролиты минералов. (д) Идиоморфные микролиты кварца и санидина с включениями в F-Ca фазе пятнистого строения (светлые области содержат 0.5–0.7 мас. % Sr, 0.3–0.5 мас.% Y). (е) F-Ca фаза поздней генерации, состоящая из агрегата зональных куб-октаэдрических кристаллов флюорита, пересекает кварц-санидиновые симплектиты и F-Ca фазу ранней генерации. (а, б, г, д) – BSE изображения; (в) – проходящий свет, шлиф; (е) – катодоллюминесцентное изображение; F-Ca\_1 – ранняя генерация F-Ca фазы; F-Ca\_2 – поздняя генерация F-Ca фазы.

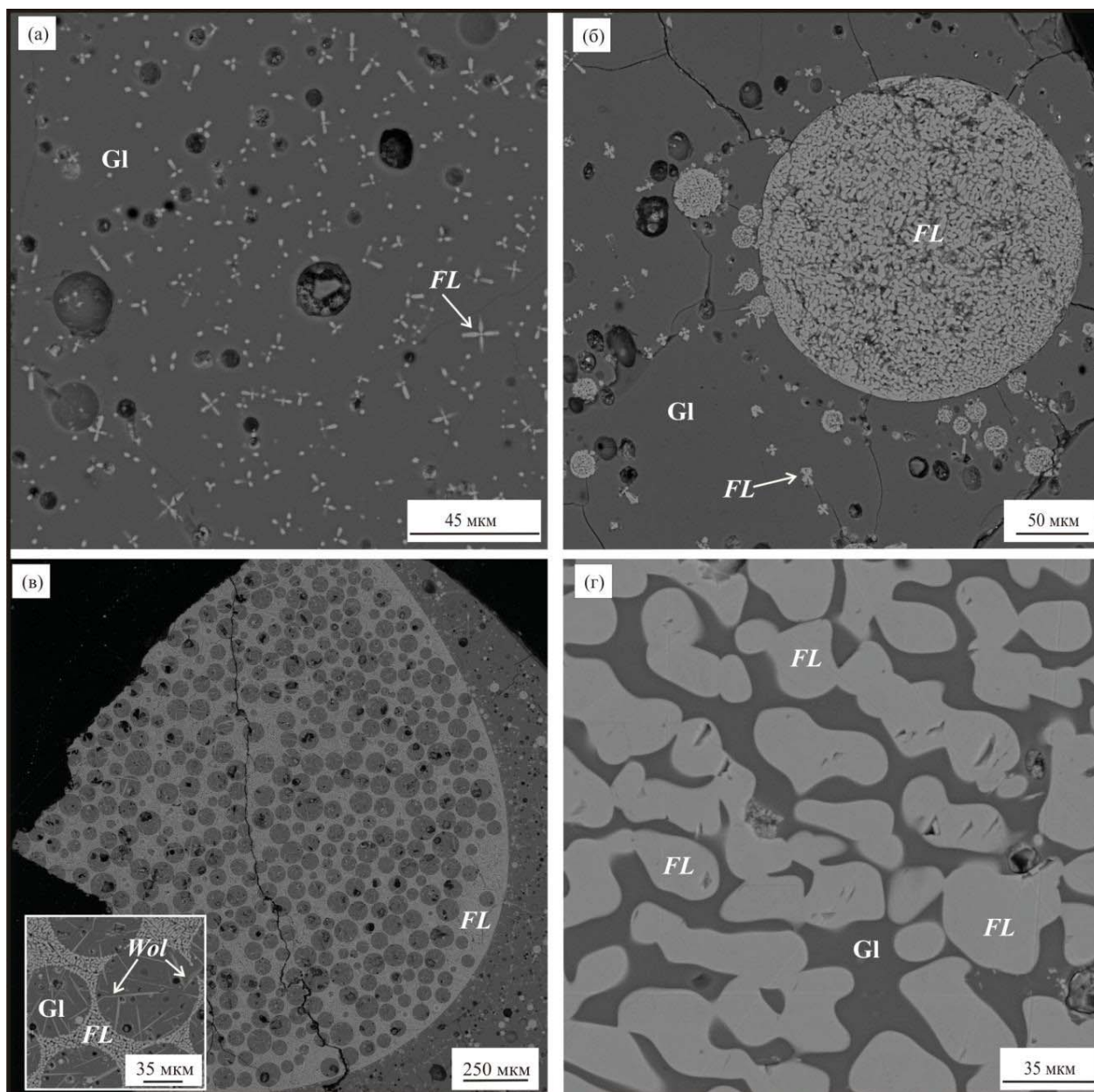
### **Рисунок 9 – Фрагменты матрикса обогащенных флюоритом риолитов**

Предполагается, что эти породы формировались из магмы, содержащей микроэмульсию риолитового и F-Ca расплавов (как в экспериментах, в соответствии с рисунком 11). Следствием фторидно-силикатной жидкостной несмесимости было перераспределение элементов-примесей (REE, Y, Sr, P, Zr, Hf, Ta, Nb, Sc, Li, Be и Rb) между расплавами. При формировании матрикса пород происходила дегазация риолитового расплава. Совокупная вязкость микроэмульсии расплавов с флюидными пузырями была сопоставима с вязкостью жидкости. В результате закаливания F-Ca расплава образовалась F-Ca фаза, состоящая из микронных обособлений флюорита, а после стеклования риолитового расплава формировались кварц-санидиновые симплектиты. Для F-Ca фазы характерны повышенные концентрации O, Sr, LREE, Y, Si, иногда, Sc, P и Al. Изоморфное замещение  $O^{2-} \rightarrow F^-$  в структуре флюорита привело к появлению агрегатов кислород-вакансионных центров, которые под воздействием лазера вызывают люминесцентное свечение F-Ca фазы в матриксе пород (в соответствии с рисунком 11, б). Большие вариации содержаний REE, Y, Sr, Th, Nb, Ta, Zr и Hf в F-Ca фазе связаны с ее изменениями при взаимодействии с флюидом, который выделялся при дегазации риолитового расплава. Зерна флюорита микронных размеров в F-Ca фазе при взаимодействии с флюидом постепенно очищались от примесных элементов (кроме Sr) и формировали более крупные по рентгеновским свойствам (в соответствии с рисунком 11, а) кристаллические выделения (в соответствии с рисунком 9, е).



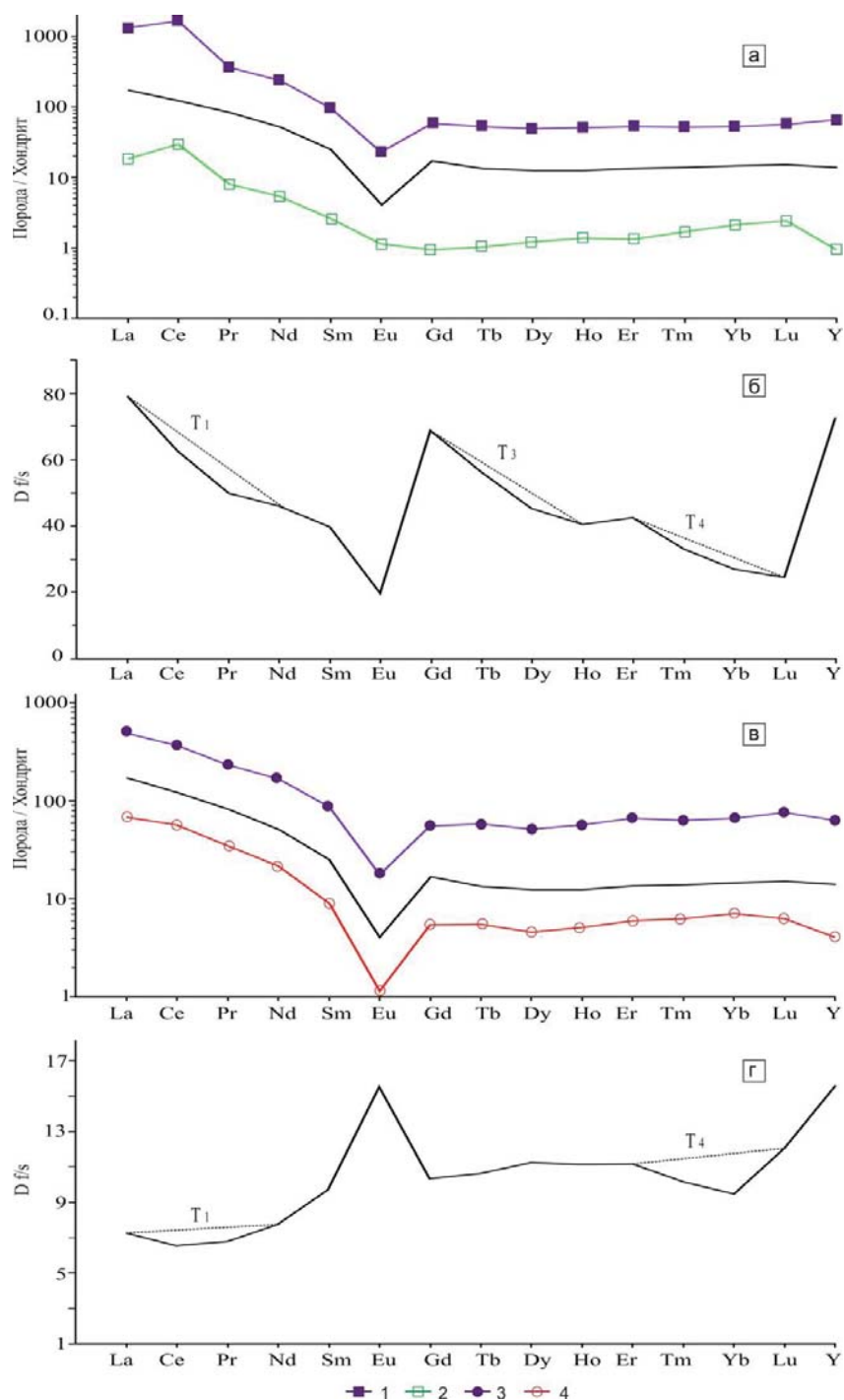
Условные обозначения. (а) Соотношение между шириной пика флюорита (220) на полувысоте (FWHM) и областью когерентного рассеивания (CSR) флюорита по данным порошковой дифрактометрии для обогащенных флюоритом риолитов. В направлении стрелки усиливается сиреневое окрашивание F-Ca фазы в матрице пород. (б) Конфокальные спектры люминесценции флюорита разной интенсивности при возбуждении лазером с длиной волны 375 нм в разных областях F-Ca фазы. (в) ИК-спектры в области поглощения молекулярной воды для F-Ca-содержащего матрикса при комнатной температуре (RT) и после прокаливании до 630°C.

**Рисунок 10 – Рентгеновские и спектроскопические свойства F-Ca фазы**



Условные обозначения. (а) Дендритовые кристаллы флюорита в стекле. (б, в) Фрагменты закаленной микроэмульсии в виде F-Са глобул, состоящих из агрегата субмикронных зерен флюорита и небольшого количества стекла в интерстициях между зернами. В крупной глобуле (в) находятся многочисленные включения стекла с игольчатыми кристаллами волластонита. Обособления флюорита (г) сложной морфологии в стекле. (а, г) – опыты с пробами MN-1120 и MN-1354, соответственно, при 1250°C, 5.5 кбар, 10 мас.% H<sub>2</sub>O, 2 часа и затем 900°C, 1 кбар, 4 суток. (б, в) – опыты с пробой MN-1354 при 1250°C, 5.5 кбар, 10 мас.% H<sub>2</sub>O, 6 часов. FL – флюорит, Gl – силикатное стекло, Wol – волластонит.

**Рисунок 11 – Продукты плавления флюоритсодержащих риолитов из экспериментов при 1250, 5.5 кбар и 900°C, 1 кбар**



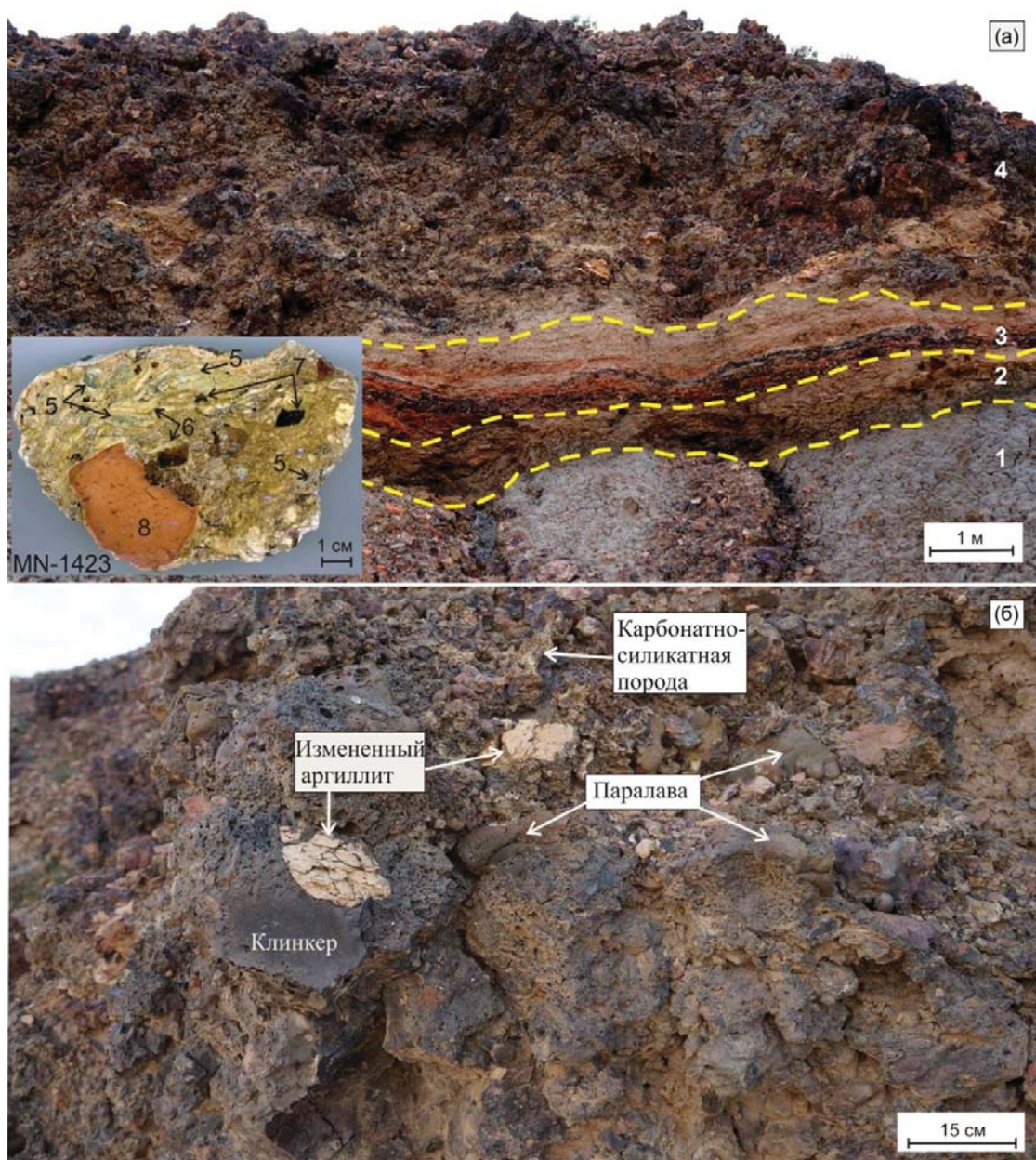
Условные обозначения. (а, в) Спектры распределения РЗЭ и Y нормированы к хондриту C1, по [42]. (б) Спектр распределения  $D f/s$  между F-Ca глобулами и силикатным стеклом, опыт с пробой MN-1354 при 1250°C, 5.5 кбар, 10 мас.% H<sub>2</sub>O, 6 часов. (г) Спектр распределения  $D f/s$  между скоплениями флюорита и силикатным стеклом, опыт с пробой MN-1354 при 1250°C, 5.5 кбар, 10 мас.% H<sub>2</sub>O, 2 часа и затем 900°C, 1 кбар, 4 суток. (T<sub>1</sub>, T<sub>3</sub>, T<sub>4</sub>) тетрады REE; (1) F-Ca глобулы; (2, 4) силикатные стекла; (3) скопления флюорита.

**Рисунок 12 – Спектры распределения REE и Y для сосуществующих фаз флюорита и силикатного стекла, коэффициенты распределения между фазами**

Микроэмульсия F-Ca и риолитового расплава существовала до стадии формирования матрикса риолитов. Это противоречит полученным ранее экспериментальным данным, по которым в насыщенных  $\text{CaF}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  гаплогранитных расплавах при температуре  $< 950^\circ\text{C}$  и давлении 1–2 кбар должен кристаллизоваться флюорит. Предполагается метастабильное переохлажденное состояние кислородсодержащего F-Ca расплава в окислительных условиях при извержении риолитовой магмы. Реликтовые фторидные фазы, в том числе F-Ca расплава, обнаружены либо предполагались ранее в онгонитах, щелочных гранитах, пегматитах и связанных с ними рудных месторождениях, риолитах, мантийных ксенолитах, щелочных лавах и карбонатитах. На примере изучения риолитов Нилгинской депрессии показано, что флюорит и сопутствующая ему рудная минерализация (минералы группы монацита, церианит) формировались из F-Ca расплава с повышенными концентрациями кислорода, REE и Y. Предполагается, что во многих изверженных породах и рудах магматического происхождения флюорит может быть продуктом преобразования подобного F-Ca расплава.

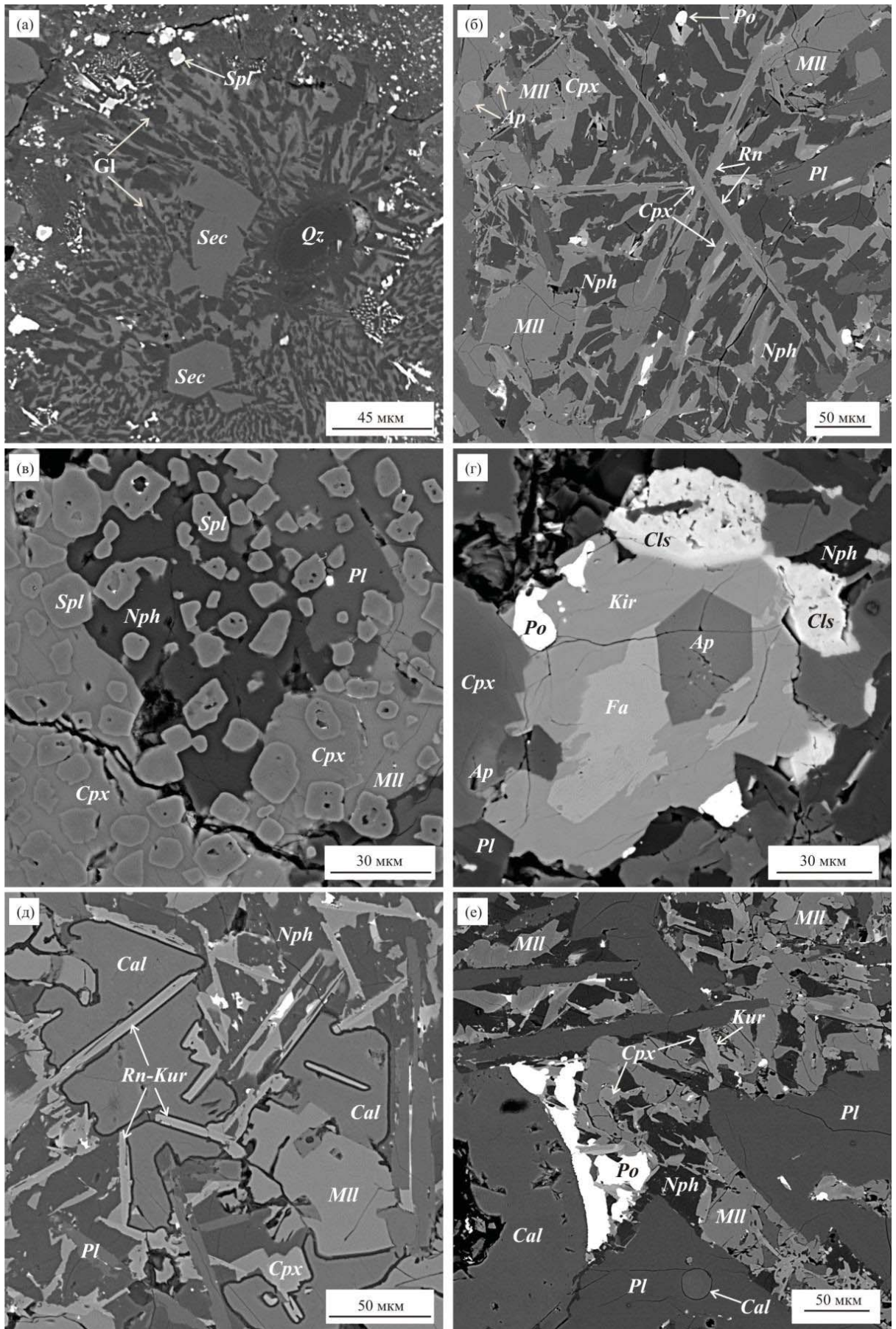
### **3.2 Исследования пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид (Khamaryn-Khural-Khiid) в Восточной Монголии**

Впервые охарактеризованы минералого-геохимические особенности плавленых пород нового пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид (Khamaryn-Khural-Khiid) в Восточной Монголии. Клинкеры и паралавы этого комплекса образовались в результате плавления раннемеловой ( $K_1$ ) осадочной толщи, вызванного воздействием природных угольных пожаров, которые происходили, как минимум, с начала 19 века. На изученной площади комплекса преобладают пирогенно измененные пелитовые породы с разным количеством глинистого вещества, а вблизи эпицентров горения угля их плавленые разновидности – клинкеры дацитового и риолитового состава. Намного реже встречаются нефелин-мелилитовые паралавы, которые формировались из мафического недосыщенного  $\text{SiO}_2$  и обогащенного Ca расплава, образованного в результате термического изменения известняка и плавления находящегося в нем алюмосиликатного материала (в соответствии с рисунком 13). Пирогенно измененные аргиллиты и клинкеры содержат стекло с оплавленными зернами кварца, полевых шпатов, монацита и других минералов, а также новообразованные фазы – кордиерит-секанинаит, герцинит, гетит, магнетит, ферросилит, барит-целестин, иногда, рутил, ильменит, фторапатит, фаялит.



Условные обозначения. (а) Разрез пирогенной толщи с врезкой для образца карбонатно-силикатной породы. (б) Детализация слоя брекчированных пирогенных пород. На фото (а) выделены пунктирной линией участки: 1 – свалы пород в нижней части разреза, 2 – аргиллит с прослоями песчаника, 3 – реликты частично выгоревших слоев угля (черное) среди пирогенно измененных аргиллитов, 4 – брекчированные пирогенные породы. На врезке фото образца: 5 – ксенолиты известняка с тонкими черными прослоями Na-алюмосиликатного (близкого по составу к альбиту) стекла, 6 – флюидальные слои, выполненные кальцитом, 7 – выделения черного Na-алюмосиликатного стекла во флюидальном матриксe, 8 – ксенолит пирогенно измененного аргиллита.

**Рисунок 13 – Коренные обнажения пирогенных пород в центральной части комплекса Хамарин-Хурал-Хид**



Условные обозначения. (а) Клинкер с новообразованными микролитами секанинита в стекле с оплавленным зерном кварца и реликтами глинистого матрикса аргиллита. (б)

Мелилит-клинопироксен-нефелиновая ассоциация паралавы с игольчатыми кристаллами рёнита, включениями пирротина и фторапатита. (в) В паралаве микролиты шпинелида (плеонаста) в микрофенокристах клинопироксена, мелилита, плагиоклаза и в интерстициях между ними. (г) В паралаве Са-фаялит и кирштейнит (распад твердого раствора Са-Fe оливина) в ассоциации с фторапатитом, цельзианом, пирротинном и нефелином. (д) В интерстициях между микрофенокристами паралавы нефелин и кальцит с игольчатыми включениями рёнита-куратита. (е) В паралаве глобула кальцита и как включение кальцита в плагиоклазе. Изображения в BSE. Qz – кварц, Sek – секанинаит, Gl – стекло, Pl – плагиоклаз, Mll – мелилит, Crx – клинопироксен, Npl – Са-содержащий минерал из группы нефелина (давидсмитит ?), Spl – шпинелиды, Rn – рёнит, Kur – куратит, Ap – фторапатит, Cls – цельзиан, Fa – Са-фаялит, Kir – кирштейнит, Po – пирротин, Cal – кальцит.

#### **Рисунок 14 – Фрагменты матрикса плавленных пирогенных пород**

Паралавы представлены раскристаллизованными породами, сложенными минералами микрофенокристовой ассоциации (плагиоклазом, Al-Crx, мелилитом), между которыми в интерстициях находятся плеонаст, K-Ва полевые шпаты (цельзиан, гиалофан), минералы рёнит-куратитовой серии, Са-Fe оливины (Са-фаялит и кирштейнит), пирротин, барит, фторапатит и другие минералы, т.ч. очень редкие (бариевые Fe-Cu сульфиды из группы джерфишерита и фосфиды железа. На завершающей стадии формирования матрикса паралав кристаллизовался Са-содержащий минерал из группы нефелина, предположительно, давидсмитит (в соответствии с рисунком 14).

Кристаллизация расплавов паралав происходила в близповерхностных высокотемпературных условиях (1365–945°C для фосфидов Fe, около 1100°C для минералов рёнит-куратитовой серии и 950–850°C для Fe-Са оливинов) при летучести кислорода от IW до QFM буферов. Локально создавались крайне восстановительные условия, при которых в расплавах паралав находились мелкие выделения фосфидов Fe и самородного железа. Встречаются также паралавы, содержащие Fe<sup>3+</sup>-плеонаст и минералы подгруппы рёнита с большой долей минала доррита, которые образовались в окислительных условиях, вероятно, соответствующих НМ буферу.

Установлено, что мелилит-нефелиновые паралавы пирометаморфических комплексов Монголии (Хамарин-Хурал-Хид и Нилгинского) имеют много общих минералого-геохимических особенностей. Подобные пирогенные породы нигде ранее в мире не описывались. Отличия минерально-фазового и геохимического составов плавленных пород в этих комплексах могут быть связаны с вариациями состава,



участвующего в плавлении осадочного протолита (пелитовых и карбонатных пород), а также с локальными изменениями физико-химических условий их формирования (температуры, флюидного режима, летучести кислорода, скорости охлаждения-закаливания пирогенных расплавов и других факторов).

### **3.3 Новый минерал – Оксивисмутомикролит**

В результате совместных работ с коллегами из научных центров РАН и Чехии в миароловых гранитных пегматитах Малханского поля изучен и утвержден Комиссией Международной Минералогической Ассоциации по Новым Минералам, Номенклатуре и Классификации (CNMNC IMA) минерал из супергруппы пирохлора – ОКСИВИСМУТОМИКРОЛИТ, OXYBISMUTOMICROLITE ( $\text{Bi}_{1.33}\square_{0.67}$ ) $\Sigma_2\text{Ta}_2\text{O}_6\text{O}$  (IMA 2019-047). Минерал был обнаружен и впервые описан Перетяжко И.С. в 1985 г. как висмутомикролит в пегматитовой жиле Солнечная [43]. После пересмотра устаревшей классификации супергруппы пирохлора [44] этот минерал был дискредитирован в 2010 г. [45]. Наши совместные усилия позволили восстановить статус минерала, который встречается пока только в пегматитах Малхана.

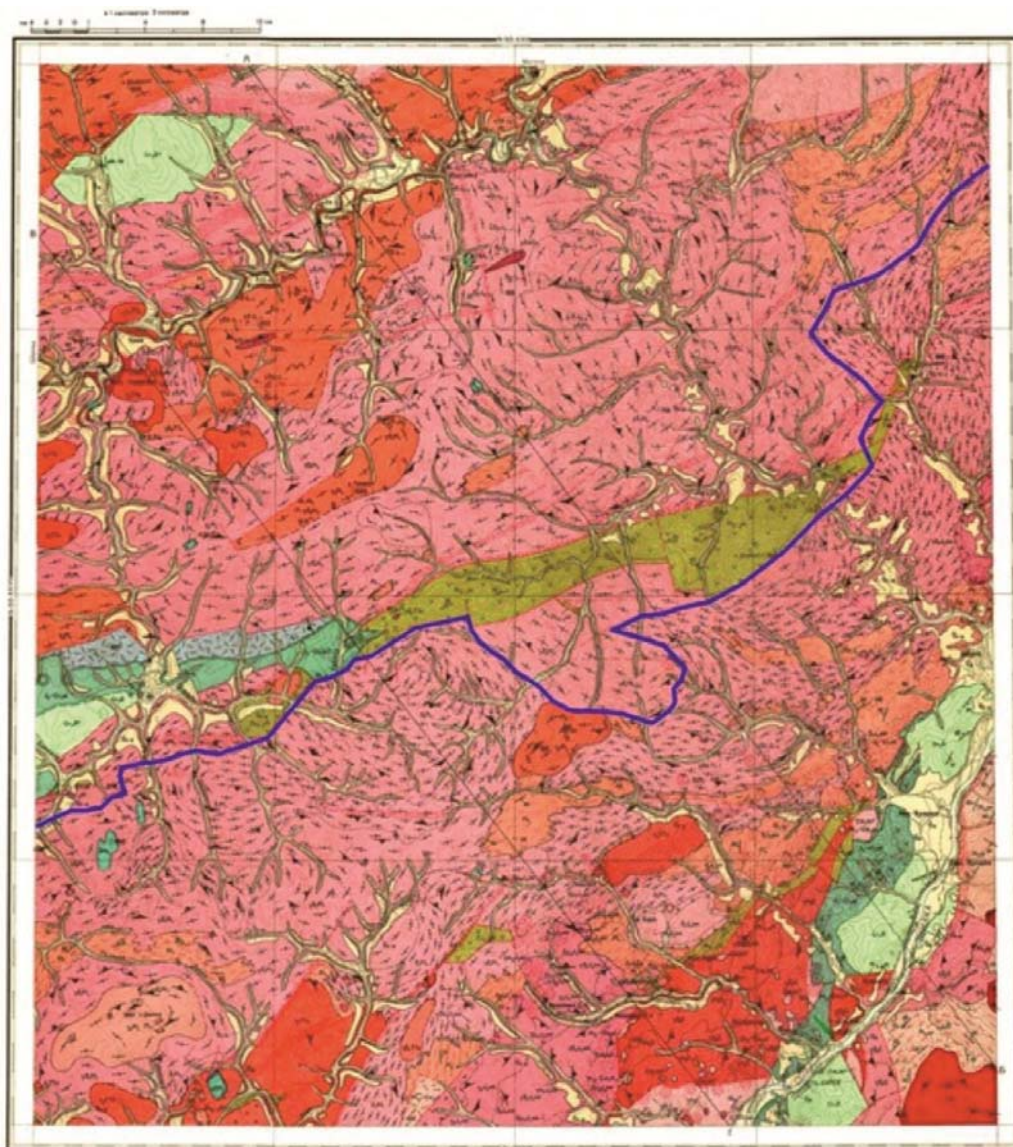
### **3.4 Изучение процессов формирования и установление природы источников вещества адакитовых магм в коллизионных орогенах на примере гранитоидов Восточного Саяна и Восточного Забайкалья**

Изучены процессы формирования производных слэбовых магм в коллизионных орогенах, геохимически специализированные субконтинентальные источники вещества как потенциальный источник кислых магм с адакитовыми характеристиками. Объектом исследования являлись гранитоиды новоолекминского комплекса, бассейн р. Кара, левого притока р. Шилка.

В результате исследований установлено:

1. В процессе полевых работ выполнена оценка распространенности гранитоидов и базитов комплекса (производных слэбовых магм) в рамках листа геологической карты масштаба 1:200000. Показано широкое распространение этих пород в южной части площади, на границе с Монголо-Охотским швом (в соответствии с рисунком 15).

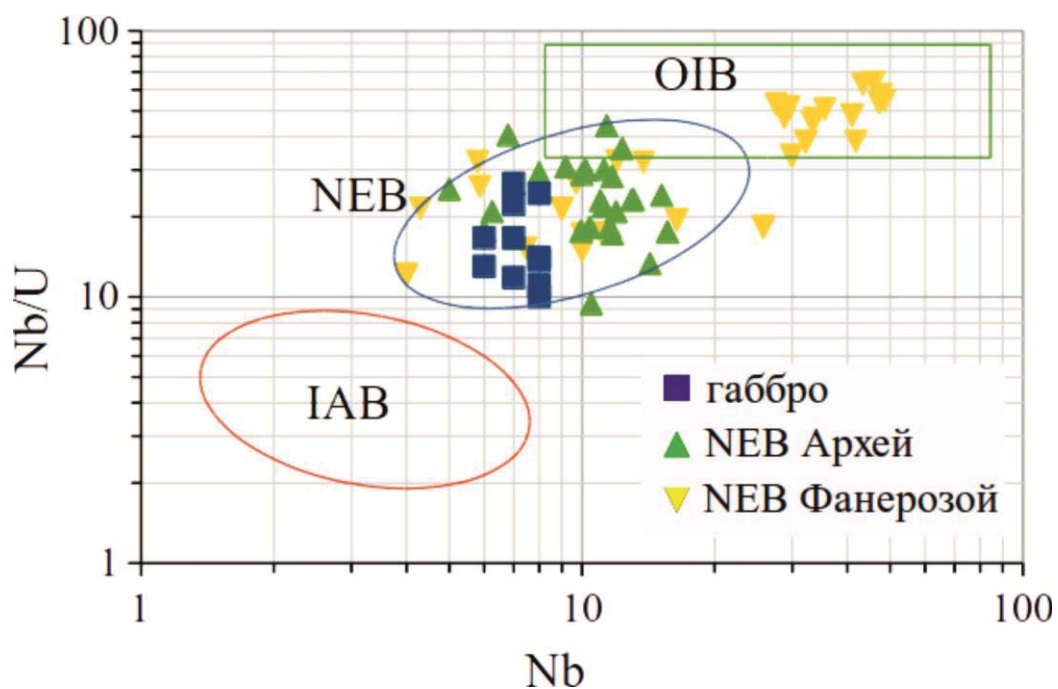
2. Анализ геохимических характеристик гранитоидов (тоналиты, гранодиориты) показал, что в отличие от слэбовых магм (высококремнистые адакиты HSA), они обладают более низкими содержаниями оксида кремния, более высокими содержаниями оксида глинозема, оксида натрия, калия, легких редкоземельных элементов (LREE), стронция.



Условные обозначения. Синяя линия – граница между гранитоидами олекминского (северная часть листа) и новоолекминского (южная часть листа) комплексов. Сутурный шов – р. Шилка.

**Рисунок 15 – Геологическая карта масштаба 1:200000, номенклатура листа N-50-XXIX**

По своему составу они наиболее близки к низкокремнистым адакитам (LSA), или санукитоидам – продуктам плавления субконтинентальных геохимически специализированных очагов (СГСО), образовавшихся при взаимодействии слэбовых магм с перидотитами верхней мантии [46, 47]. Габброиды комплекса/ базиты NEB, по своим геохимическим характеристикам наиболее соответствуют базитам NEB позднего архея (в соответствии с рисунком 16), отличающихся от фанерозойских более низкими концентрациями высокозарядных катионов (HSFE), обусловленными более высокими степенями плавления в источнике вещества – СГСО.



Условные обозначения. Данные из работы [48].

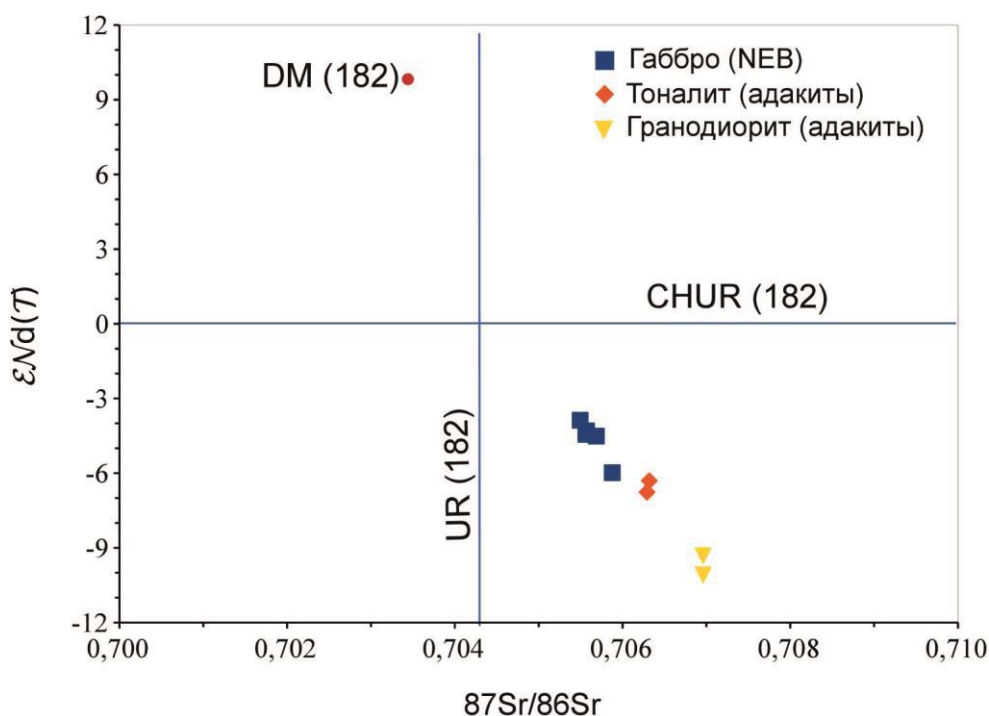
**Рисунок 16 – Диаграмма Nb – Nb/U для базитов NEB**

3. Анализ генетических моделей [46, 49], результатов экспериментов [47, 49-51], геологических взаимоотношений и эволюции геохимических характеристик гранитоидов и габброидов комплекса позволил связать образование этих пород с различной степенью плавления в пределах единого СГСО. Список восстановленных ликвидусных фаз (темная слюда/амфибол – ортопироксен – клинопироксен – гранат) совпадает со списком новообразованных/ перекристаллизованных минералов формирующихся при взаимодействии слэбового расплава с перидотитами верхней мантии [47, 49]. Появление амфибола в составе «ликвидусной» ассоциации минералов свидетельствует о полноте метасоматических реакций проявленных при формировании СГСО, а последовательное «выпадение» ликвидусных фаз при генерации магм (гранодиорит (амфибол + ортопироксен + клинопироксен + гранат) – тоналит (ортопироксен + клинопироксен + гранат) – габбро (клинопироксен + гранат)), наряду с реальными объемами кислых и основных магм сформировавших новолекминский комплекс - о значительных объемах плавления в его пределах.

4. Изотопная характеристика гранитоидов и базитов комплекса позволяет оценить возраст образования СГСО. При пересчете на возраст образования (182 млн лет), точки составов пород комплекса попадают в четвертый квадрант диаграммы  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  -  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (в соответствии с рисунком 17), что нетипично для производных одновозрастных слэбовых магм, обычно тяготеющих к составу деплетированной мантии

на данный промежуток времени. Подобное положение точек свидетельствует о изотопной гетерогенности источника вещества этих пород и о его «выдержке» за пределами зон эндогенных преобразований не менее 1 млрд лет. Возраст выдержки вещества в источнике был рассчитан по пересечению линий эволюции верхней мантии [52] и оценки состава метасоматизирующего агента (слабого расплава). Он составил 1,1 млрд лет, что соответствует границе неопротерозоя.

Существование СГСО аналогичных рассмотренному выше позволяет объяснить образование гранитоидных магм с адакитовыми характеристиками в коллизионных орогенах и других геодинамических обстановках отличных от островодужных.



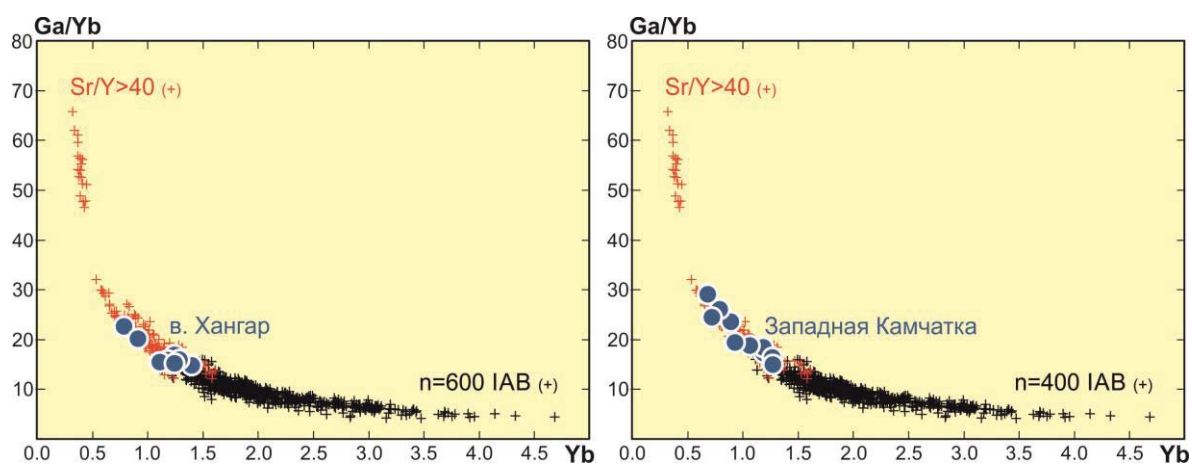
Условные обозначения. CHUR – единый хондритовый резервуар. UR – однородный резервуар. DM – деплетированная мантия. 182 млн лет – возраст гранитоидов новоолекминского комплекса.

**Рисунок 17 – Диаграмма  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  -  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$**

**3.5 Изучение роли процессов рециклинга вещества и процессов астеносферно-литосферного взаимодействия в образовании кислых примитивных расплавов и ассоциирующих с ними щелочно-базальтовых магм в обстановках конвергенции литосферных плит и внутриплитной активизации**

### 3.5.1 Индикаторное Ga/Yb редкоэлементное отношение для идентификации адакитовых магм

Установлена возможность применения индикаторного отношения Ga/Yb в идентификации магм адакитового типа. На основе результатов исследований более чем 600 проб из литературных источников (Алеутская дуга) и оригинальных коллекций (Камчатка) показано, что одним из условий отнесения вулканических пород к адакитовому типу, как продуктов магмогенеза с участием гранат-содержащей эклогитизированной литосферы MORB типа, являются величины  $Ga/Yb > 15$  в диапазоне составов пород от андезибазальтов до риолитов. Основанием для применения индикаторного отношения Ga/Yb является стабильно узкий диапазон концентраций Ga в породах адакитового типа Камчатки и Алеутской дуги (23-17 ppm), как показатель отсутствия значимой роли процессов кристаллизационной дифференциации, и резкие различия коэффициентов распределения между избранными элементами для системы гранат/расплав  $Yb_{13-6} \geq Sc_{13-5} > Y_{5.5-2.6} > Ga_{0.4-0.3} > Sr_{0.1-0.2}$ . По результатам применения индикаторного Ga/Yb отношения предложены дискриминационные диаграммы (в соответствии с рисунком 18).



Данные по составам вулканических пород Алеутской дуги приведены из работ [53], данные по Камчатке из работ [54-56] с использованием оригинальных данных авторов проекта. Красные крестики – породы адакитового типа, черные – IAB.

**Рисунок 18 – Дискриминационная диаграмма Ga/Yb (ppm) для адакитовых и IAB типов вулканических пород**

### 3.5.2 Адакиты Западной Камчатки

Исследования раннемиоценового вулканизма бассейна р. Быстрая-Хайрюзовская на Западной Камчатке показали, что калиевые и Na типы Amph-содержащих андезитов обладают редкоэлементными характеристиками, которые отвечают адакитовому типу

пород (Mg# 53-59, Sr/Y 60-82, La/Yb 15-27, Ga/Yb 18-29). При этом они имеют низкие концентрации платиноидов Pt подгруппы (в соответствии с таблицей 4). и пониженные величины изотопных отношений  $^{206-207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (в соответствии с таблицей 5). Происхождение адакитовых комплексов пород Западной Камчатки связывается с ранним этапом развития зоны конвергенции литосферных плит, предвещающим формирование вулканического пояса Срединного хребта над зоной субдукции океанической литосферы Командорского типа.

**Таблица 4 – Содержания элементов платиновой группы и Re (ppb) в породах калиевой щелочной серии и адакитов Западной Камчатки**

№ обр.	Порода	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Re
ПП-2263	Шонкинит	0.058	0.095	0.128	0.170	6.284	9.246	0.371
ПП-2245	Адакит	0.031	0.019	0.053	0.066	2.273	3.050	0.509
ПП-2251	Адакит	0.069	0.061	0.050	0.220	2.572	3.456	0.042

**Таблица 5 – Изотопные характеристики адакитов и калиевых щелочных пород Западной Камчатки**

Проба	Порода	Возраст млн лет	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
ПП-2252	Адакит	22	0.513111	0.703467	18.223	15.461	37.809
ПП-2244	Адакит	20	0.513077	0.703292	18.253	15.458	37.814
ПП-2269	Шонкинит	18	0.513102	0.703534	18.307	15.475	37.940
ПП-2263	Шонкинит	18	0.513052	0.703458	18.258	15.457	37.817

Примечание. Образцы ПП-2252 – ПП2263 – калиевые адакиты и щелочные породы Западной Камчатки. Приведены скорректированные на возраст значения. Возраст определен Ar/Ar методом.

Установлено, что калиевый щелочной, шонкинит-латитовый и адакитовый магматизм Западной Камчатки сближен во времени формирования в диапазоне ранний-средний миоцен (21.5-16.7 млн. лет). По завершению адакитового и калиевого магматизма Западной Камчатки и до начала развития надсубдукционного вулканического пояса Срединного хребта существовал перерыв в магматической деятельности длительностью до 10 млн. лет.

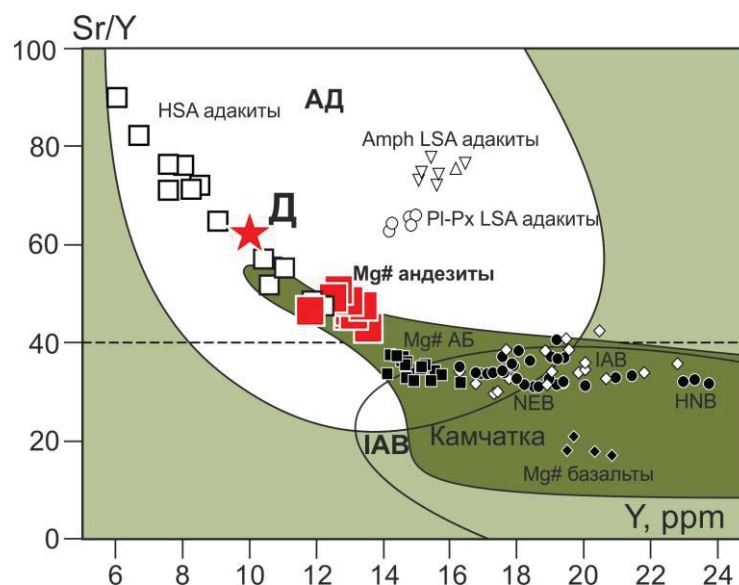
### 3.5.3 Высококремнистые адакиты

Результаты исследований магнезиальных андезитов Камчатки приводят ряд авторов к выводам, что в их происхождении могли принимать участие примитивные высококремнистые магмы дацитового состава. Образование примитивных кислых расплавов рассматривается в рамках адакитового магмогенеза и связывается с плавлением в водных условиях эклогитизированных фрагментов субдуцируемой океанической плиты или пироксенитов. Петрологическое значение таких моделей трудно переоценить, так как позволяет предполагать возможность генерации первичных кислых магм в современных обстановках конвергенции литосферных плит. Предполагается, что взаимодействие примитивных дацитовых магм с перидотитами надсубдукционной мантии могло являться необходимым условием при формировании магнезиальных андезитов. Доказательствами возможности образования примитивных кислых расплавов могут служить находки прожилков дацитового состава в перидотитовых включениях из базальтов северного сегмента Камчатки и многочисленные находки прожилков дацитового и риолитового составов в эксгумированных эклогитах палеосубдукционных обстановок. В отсутствие прямых наблюдений составы примитивных дацитовых магм моделируются согласно общей направленности эволюции составов пород магнезиальных андезитовых ассоциаций.

Впервые для Камчатки примитивные дациты и риодациты, или высококремнистые адакиты (HSA), установлены среди вулканических комплексов южного фланга Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) в строении вулканических массивов гор Оленья, Большая Едома и западных отрогов Валагинского хребта.

Породы такого состава слагают здесь крупные экструзии, дайки и реже лавовые покровы среднеплиоценового возраста в ассоциации с Mg# андезитами и базальтами NEB типа. Ареал их распространения протягивается в ЮЗ направлении вплоть до вулкана Бакенинг. Среди них выделяются Pl-Amph-Orx и Pl-Orx-Crx разновидности пород, Амфиболы представлены магнезиальными роговыми обманками (Mg# 65-75), а Orx бронзитом и гиперстеном (En<sub>65-82</sub>). В виде включений в темноцветных минералах обнаруживается стекло трондьемитового состава, а в основной массе пород присутствуют выделения Qtz. Особенности распределения в породах петрогенных и редких элементов заключаются в их повышенной магнезиальности (Mg# 64-52), высокой натровой щелочности, обеднении REE, Y и повышенных концентрациях Sr (Sr/Y=50-90) (в соответствии с рисунком 19).

Расчеты условий кристаллизации в высококремнистых адакитах Crx, Orx, Pl и Amph указывают на их формирование при T=1150-750°C, P≤6 кбар и водонасыщенный характер расплавов (H<sub>2</sub>O=4.2-6.5 мас.%).



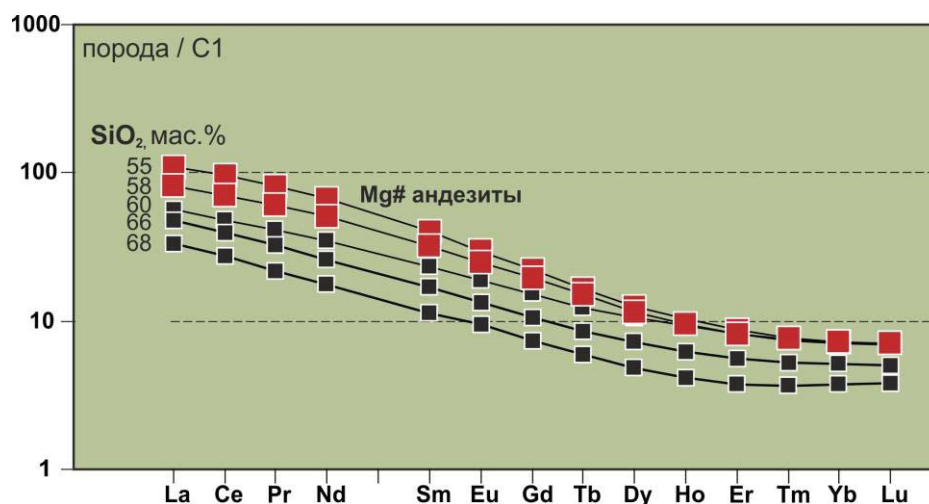
Условные обозначения. Красные квадраты – точки составов Mg# андезитов. Поля составов пород по [57]: IAB – островодужные базальты и андезиты, АД – адакиты. Камчатка - поле составов базальтов и андезитов IAB типа (n=1033). HSA – высококремнистые адакиты и Mg# андезиты г. Оленья и Большая Едома. Д – состав примитивной дацитово-дацитовой магмы Камчатки по [56].

**Рисунок 19 – Диаграмма Sr/Y-Y (ppm) для пород NEB-адакитовой ассоциации южного фланга Центральной Камчатской депрессии и IAB Камчатки**

При этом, в отличие от теоретического состава примитивной дацитовой магмы Камчатки, обнаруженные HSA имеют существенно менее магнезиальные составы и относительно обеднены Ni и Cr (17-50 и 31-123 ppm). В сравнении с Mg# андезитами, в ассоциации с которыми находятся HSA, они отличаются от них заметно более низкими содержаниями многих LILE и HFSE компонентов, за исключением несколько повышенных, но со значительным совмещением диапазонов концентраций Li, Ba, Pb, Th и U. Кроме того, в направлении возрастания кремнекислотности HSA для их составов отмечается отчетливое снижение содержаний REE и Y в условиях отсутствия в породах минералов-концентраторов этих элементов (за исключением редкого акцессорного Ap) (в соответствии с рисунком 20).

Установленные особенности минеральных парагенезисов и составов HSA не позволяют рассматривать их в качестве продуктов процессов дифференциации Mg# андезитовых магм (Ol-Crx-Orx-Pl). Наряду с последними, они могут рассматриваться как самостоятельные расплавы в рамках общей модели эволюции условий магмообразования.





**Рисунок 20 – Распределение редкоземельных элементов в Mg# андезитах и высококремнистых адакитах Камчатки.**

Такие условия могли быть реализованы в среднем плиоцене на деструктивной границе субдуцируемой океанической плиты вблизи трансформной зоны Малко-Петропаловских поперечных дислокаций. Процессы эклогитизации деструктивных фрагментов плиты и их плавление под воздействием астеносферной мантии привели последовательно к формированию вначале Mg# андезитовых, а затем и примитивных HSA магм.

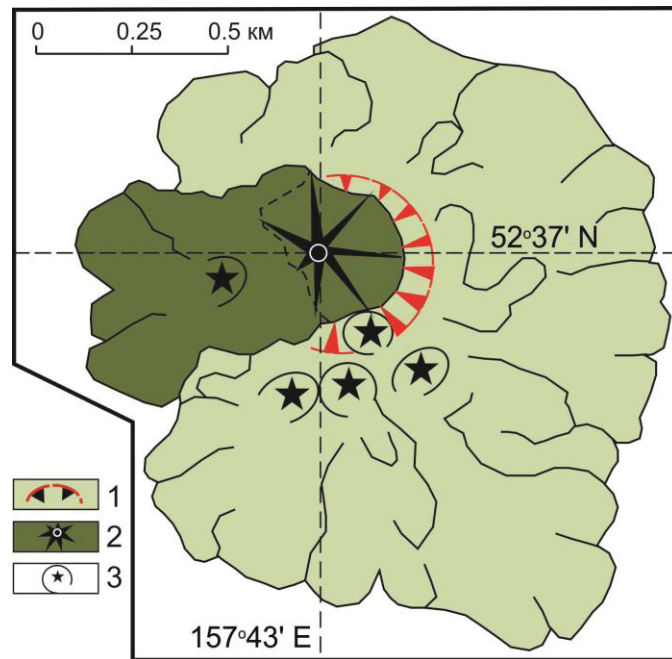
### 3.5.4 Два типа Mg# андезитов Камчатки

Актуальность исследований Mg# андезитового вулканизма определяется его индикаторным значением в расшифровке истории магматической и геодинамической эволюции островодужных систем и активных континентальных окраин. Этот тип пород известен во многих обстановках зон конвергенции литосферных плит и часто рассматривается в связи с проблемой адакитового магмогенеза, к примеру: Алеутская островная дуга, Филиппины, Фиджи, Тонга, Соломоновы острова, Япония, Мексика, Эквадор, Панама, Анды, Тибет, Камчатка. Как показывают данные многочисленных исследований, Mg# андезиты обладают значительными вариациями минерального и вещественного составов, а условия их формирования не всегда соответствуют моделям, разработанным для них в связи с проблемой адакитов. С одной стороны, их происхождение в рамках модели адакитового магмогенеза определяется особыми геодинамическими условиями образования магм такого типа в условиях высоких значений теплового потока и плавления эклогитизированного вещества океанической литосферы, что свидетельствует о возможности их мантийного генезиса. С другой стороны, известны примеры, когда Mg# андезиты зон конвергенции литосферных плит,

несмотря на общее петрохимическое соответствие этой разновидности вулканических пород, обладают признаками гибридного происхождения и по индикаторным редкоэлементным признакам отвечают обычному надсубдукционному типу. В островодужной системе Камчатки развитие примитивного Mg# андезитового вулканизма установлено на Корякском перешейке, в Северном сегменте ЦКД в зоне Алеутско-Камчатского сочленения, в тыловой зоне вулканического пояса Срединного хребта. Нами они обнаружены и исследованы на южном фланге Центральной Камчатской депрессии и на Южной Камчатке в строении отдельных построек ареальной зоны Толмачева Дола. Как показали проведенные исследования, Mg# андезиты изученных комплексов пород имеют различное происхождение и принадлежат как адакитовому, так и IAB типу ассоциаций пород, соответственно.

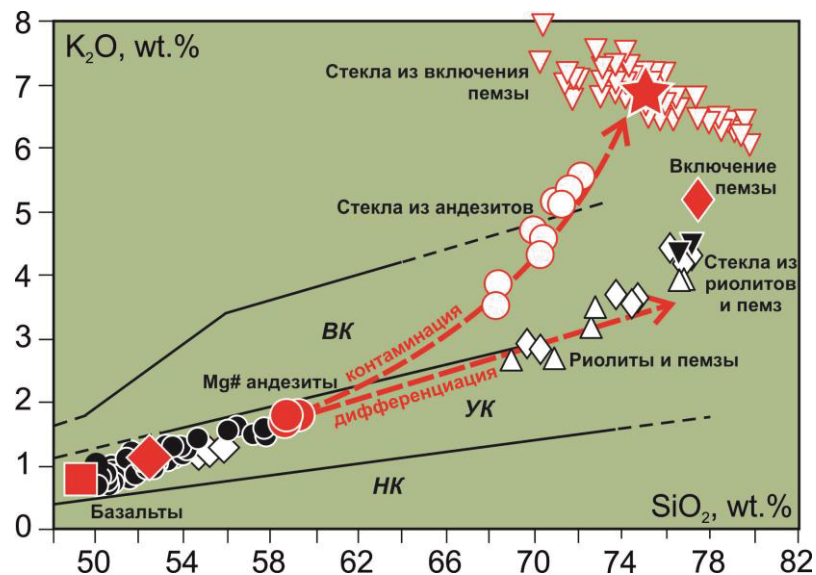
Проявления Mg# андезитов в междуречье рек Правая и Озерная Камчатка и в строении вулканического массива г. Оленья на юго-западном фланге ЦКД датированы средним плиоценом и находятся в ассоциации с NEB, NEBA, Mg# андезибазальтами и адакитами низкокремнистого (LSA) и высококремнистого типов (HAS). Они отличаются развитием среди вкрапленников исключительно Орх, которые в ядрах кристаллов имеют бронзитовый состав (En 87-74), а в краевых зонах представлены гиперстенами (En 66-64). Во вкрапленниках бронзитов обнаружены редкие включения кремнекислого стекла (SiO<sub>2</sub> 73.5-75.2 мас.%) с «трондьемитовым» и калиевым химизмом. Геохимические характеристики Mg# андезитов выражены здесь в высокой магнезиальности пород (Mg# 60-70), умеренном фракционировании REE (LaN/YbN=6.4-7.5), повышенных концентрациях Co (16-32), Ni (57-92), Cr (92-179 ppm) и повышенных величинах Sr/Y отношений (43-50) (в соответствии с Рисунком 19). Высококремнистые адакиты г. Оленья (SiO<sub>2</sub>=63-69 мас.%) в сравнении с Mg# андезитами, напротив, обладают значительно более низкими содержаниями REE и слабой степенью их дифференциации (LaN/YbN=3.3-6.3) при заметно более высоких величинах Sr/Y отношений (50-92). Предполагается, что Mg# андезиты южного фланга ЦКД являются продуктом взаимодействия высококремнистого расплава, образующегося при плавлении эклогитизированных фрагментов погруженного в мантию вещества океанической литосферы, и надсубдукционной перидотитовой мантии.

Mg# андезиты Толмачева Дола изучены на примере вулканического верхнеплейстоцен-голоценового (?) конуса горы Мохнатенькая (в соответствии с рисунком 21). История развития этого вулканического сооружения демонстрирует антидромную направленность в смене составов пород (в соответствии с рисунком 22).



Условные обозначения. 1- лавы, агглютинаты и шлаки Mg-андезитов и их центр извержения (кратерная воронка-маар), 2 - лавы, агглютинаты и шлаки Mg-базальтов и их центр извержения (шлаковый конус с кратерной воронкой), 3 - лавовые купола. Линии на схеме – границы отдельных лавовых потоков.

**Рисунок 21 – Схема геологического строения вулканического конуса г. Мохнатенькая (Толмачев Дол, Центральная Камчатка)**

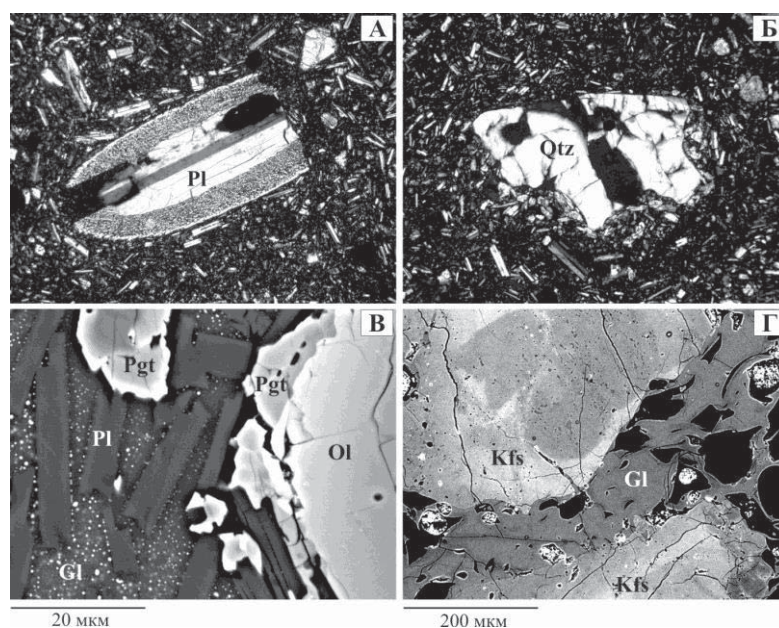


Условные обозначения. Наклонные линии - границы полей составов петрогеохимических серий вулканических пород: НК – низкокалиевая, УК – умереннокалиевая и ВК – высококалиевая серии.

**Рисунок 22 – Составы лав и стекол основной массы базальтов и андезитов ареальной зоны Толмачева Дола, а также риолитов экструзий и пемз Южной Камчатки на диаграмме K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>**

На начальном этапе его развития проявлены значительные объемы Mg# андезитов, а на заключительном этапе – магнезиальные базальты. Отмечено присутствие в лавах ксеногенного кислого материала. В качестве редких вкрапленников в Mg# андезитах присутствует оливин Ol и отмечаются дезинтегрированные включения риолитовой пемзы. Помимо пемзы, в лавах андезитов наблюдаются оплавленные и резорбированные ксеногенные кристаллы Pl и Qtz. Лавы базальтов вулкана, напротив, содержат большое количество крупных вкрапленников Ol, а ксеногенный материал (Pl, Qtz, пемза) крайне редок. В андезитах крупные вкрапленники Ol обладают преимущественно форстеритовыми составами (Fo<sub>86-84</sub>). В центральных зонах вкрапленников Ol содержатся мельчайшие включения шпинелей хромпикотитового состава. Ядра вкрапленников Ol в базальтах (Fo<sub>86-82</sub>), включения шпинелей в Ol из базальтов близки по составам соответствующим минеральным фазам из андезитов. Основная масса базальтов имеет состав высокоглиноземистых андезибазальтов, тогда как стекло основной массы андезитов по составу риодацитовое и высококалиевое. Ксенокристаллы Pl из андезитов имеют округлые и вытянутые формы с отчетливо выраженными реакционными каймами (в соответствии с рисунком 23). Они отвечают по составам андезинам (An<sub>37-42</sub>). Реакционные каймы ксенокристаллов Pl имеют неоднородный состав с преобладанием мельчайших (5-10 мкм) новообразованных выделений зерен Pl и редких Crx и Mgt. В интерстициях между зернами Pl в реакционных каймах наблюдаются «капли» стекла.

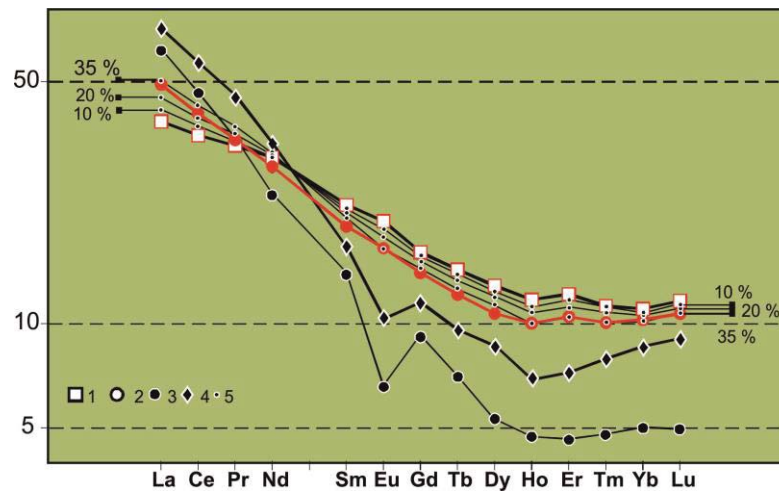
Главными компонентами включений пемзы из Mg# андезитов, помимо новообразованного стекла (до 50%), являются K-Na полевые шпаты (Kfs), кислый Pl, Qtz, и кристаллы полевых шпатов, которые отвечает по составу анортоклазам. Кроме породообразующих компонентов в породе присутствуют редкие акцессорные кристаллы ильменита, циркона, монацита, а также «теньевые» кристаллы темноцветных минералов – биотита (Bt ?) и амфибола (Amph ?). Отчетливые признаки плавления и дезинтеграции исходной полнокристаллической породы включения связаны с его ассимиляцией перегретым расплавом. Лавы базальтов и андезитов ареальной зоны Толмачева Дола и, в частности вулкана г. Мохнатенькой, принадлежат островодужной умереннокалиевой известково-щелочной серии пород с низкими содержаниями HFSE (Ti, Nb, Ta, Hf). Андезиты имеют высокую магнезиальность (Mg# 62-65), повышенные концентрации Co (21-22), Ni (54-66), Cr (157-175 ppm), низкие величины Sr/Y отношений (22-23) и слабую степень фракционирования REE (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=4.8-4.9) (в соответствии с рисунком 24).



Условные обозначения. А, Б – николи параллельные. А - ксенокристалл андезинового Pl с реакционной каймой, состоящей из участков стекла и выделений Pl битовнит-лабрадорного состава, Б - резорбированный ксенокристалл Qtz с реакционной оторочкой, состоящей из скопления зерен пижонитового пироксена. Размеры ксенокристаллов А, Б - 2-3 мм. В, Г - изображение в обратнорассеянных электронах. В - структура андезита (микролиты Pl, Pgt и вкрапленник Ol с Pgt оторочкой), Г – структура плавленого включения риолитовой пемзы (зоны риолитового стекла Gl между оплавленными кристаллами Kfs).

**Рисунок 23 – Петрографические особенности андезитов и ксеногенных включений из лав г. Мохнатенькая**

Предполагается, что высокомагнезиальный базальтовый расплав на инициальной стадии развития центра внедрялся в область миоцен-плиоценового вулканогенного фундамента Толмачева Дола, в строении которого локализованы субвулканические и интрузивные тела высококальциевых риолитов и гранитов. Высокотемпературный базальтовый расплав, содержащий Ol-Sp минеральный парагенезис раннего этапа кристаллизации, дезинтегрирует, расплавляет и ассимилирует в процессе взаимодействия с породами фундамента кислое кристаллическое вещество. Новообразованный высококремнистый расплав риолитового состава и реститовый кристаллический компонент из дезинтегрированных пород фундамента поступает в базальтовую магму. В результате контаминации и раскисления расплава магмы приобретают андезитовый состав с «базальтовым» парагенезисом минералов-вкрапленников и «андезитовым» парагенезисом микролитов в основной массе риодацитового состава.



Условные обозначения. Андезиты – красные точки и линии, квадраты – базальты, ромбики и кружки – риолиты. Процентами показана степень ассимиляции базальтовой магмой кислого риолитового вещества. Содержания нормированы на концентрации в хондрите.

**Рисунок 24 – Распределение редкоземельных элементов в Mg# андезитах и ассоциирующих с ними вулканических породах горы Мохнатенькая (Толмачев Дол)**

Процесс формирования андезитов в данном случае был реализован при ассимиляции базальтовым расплавом аномально большого объема (30-35 %) кислого риолитового вещества. Контаминирующий компонент определен при этом в составе 70-75% новообразованного кислого силикатного расплава и 23-25% ксеногенного кристаллического вещества (4-5% Qtz и 19-20 % Pl). Увеличение вязкости контаминированной магмы послужило причиной формирования мощных и коротких по протяженности лавовых потоков андезитов, содержащих ксеногенный материал, а в завершение развития вулканического центра произошло поступление слабо контаминированных (3-5%) базальтовых расплавов.

### **3.6 Происхождение и парагенные связи внутриплитных щелочно-базальтовых магм, карбонатных фаз и мегакристаллов над областью верхнемантийного плюма (Северная Монголия)**

Наиболее перспективными объектами исследований при установлении источников и условий образования щелочно-базальтовых магм во внутриконтинентальных областях эндогенной активизации являются эруптивно-лавовые вулканические центры. В Центральной Азии они представляют собой одну из форм проявления вулканической активности в строении ареалов позднекайнозойского вулканизма. Эруптивно-лавовые

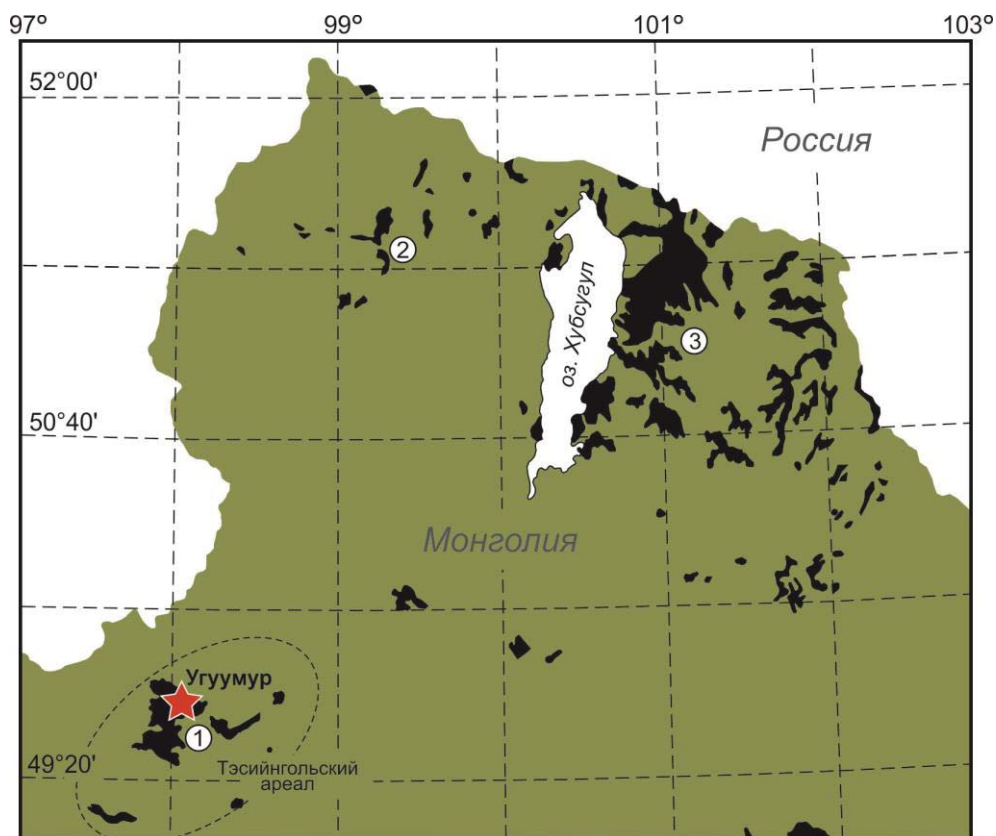
вулканические центры обнаружены в Центральной и Южной Монголии, а также на территории России в Южном Прибайкалье, на Витимском плоскогорье и хребте Удокан [58-60]. Особенности их развития отражаются в формировании морфологически выраженных шлаково-лавовых вулканических построек, структур типа трубок взрыва или лавово-пирокластических толщ и субвулканических тел, приуроченных к системам магмоподводящих трещин. При этом в связи с высокой эксплозивной активностью в резургентном материале и лавах эруптивных центров нередко наблюдаются ксеногенные мантийные и коровые включения (перидотиты, пироксениты, гранулиты), мегакристаллы салических и темноцветных минералов, а также следы участия в эволюции магматической системы значительных объемов углерод-содержащего флюида. Такое многообразие типов изверженного материала определяет актуальность исследований эруптивных центров не только при установлении источников магматического вещества и разработке моделей внутриплитного магмообразования, но и при установлении состава и эволюции глубинных геосфер Земли.

Одним из таких центров, обладающих исключительным многообразием типов изверженного материала, является эруптивно-лавовый вулканический центр Угуумур в Северной Монголии, обнаруженный и исследованный нами в 2016-2018 годах.

**Вулканический центр Угуумур.** К настоящему времени в строении позднекайнозойских вулканических ареалов Северной Монголии эруптивно-лавовый центр Угуумур является единственным известным вулканическим аппаратом центрального типа (верховья реки Агарын-гол, Хубсугульский аймак, N 49°38'30", E 98°05'00").

Вулканический центр расположен на восточной окраине позднекайнозойского лавового плато и принадлежит Тэсийнгольскому вулканическому ареалу Северной Монголии [58] (в соответствии с рисунком 25). Название вулкану дано по наименованию ближайшей к нему горной вершины Угуумур-уул (в. 2329 м). Он представляет собой существенно эродированное и слабо выраженное в рельефе вулканическое сооружение размером до ~ 1.0 x 1.5 км с возвышением над долиной р. Агарын-гол не более чем на 70-80 метров.

Возраст вулканического центра по данным геологического картирования оценивался ранее как средне-позднеплейстоценовый, а его фундамент представлен нижнепалеозойской толщей известняков, фосфоритов, кварцитов и метапесчанников. Согласно новым данным [61] возраст извержений Тэсийнгольского вулканического ареала, к которому относится и центр Угуумур, находится в интервале 8-13 млн. лет – средний и поздний миоцен.



Условные обозначения. Положение вулканического центра Угуумур отмечено красной звездочкой. Позднекайнозойские вулканические ареалы показаны черными полями (1 – Тэсийнгольский ареал, пунктирный контур, 2 – Дархатский ареал, 3 – Восточно-Хубсугульский ареал).

**Рисунок 25 – Положение эруптивно-лавого центра Угуумур на схеме позднекайнозойских вулканических ареалов Северной Монголии**

Эксплозивный материал вулкана Угуумур состоит из шлаков, туфобрекчий мелкопорфировых трахиандезибазальтов, а также существенно более редких обломков стекловатых трахиандезитов. Лавы представлены мелкопорфировыми трахиандезибазальтами. Туфобрекчии и в меньшей степени лавы вулкана содержат значительное количество дезинтегрированных ксеногенных перидотитовых и реже пироксенитовых включений. Такие включения имеют угловатые и сглаженные формы и размеры от первых до 10-15 и редко до 20 сантиметров (пироксениты). В виде включений в туфобрекчиях и лавках, а также среди шлаков обнаружено большое количество мегакристаллов. Среди мегакристаллов наибольшим распространением пользуются полевые шпаты (примерно до 60-75 % от общего числа мегакристаллов), менее распространены пироксены (до 15-25 %) и более редкими являются ильмениты и гранаты (< 1-2 %). Размеры кристаллов полевых шпатов достигают 4x9 см, пироксена и граната



4x6 см, а ильменит обнаруживается в виде более мелких обломочных и реже идиоморфных кристаллов размером до 1x1 см. В мегакристаллах полевых шпатов наблюдается редкие включения пироксена и ильменита.

#### **Минералогия вулканических пород и ксеногенного материала.**

Трахиандезибазальты и трахиандезиты вулкана Угуумур имеют сходный минеральный состав. Главным минералом вкрапленником в них является оливин (Ol), а среди субфенокристаллов, помимо Ol, развиты плагиоклазы (Pl) и Са-пироксены (Cpx). В центральных и переходных зонах кристаллов Ol содержатся мелкие (5-15 мкм) включения шпинели Fe-хромитового состава (Sp). Кристаллизация оливинов происходит в направлении от вкрапленников к субфенокристаллам и микролитам в диапазоне составов  $Fo_{76-36}$  с возрастанием MnO и CaO до 0.9 и 0.5 мас. %, соответственно (в соответствии с таблицей 6).

На завершающей стадии кристаллизации расплавов образуется ассоциация микролитов Ol+Cpx+Pl+Kfs+TiMgt+Ilm+Ap. Стекла остаточного расплава в основной массе пород замещены смектитом.

В лавах и туфобрекчиях вулкана Угуумур установлены карбонатные фазы кальцитового и доломитового состава (в соответствии с таблицей 6). Карбонатные фазы кальцитового состава развиты в основной массе туфобрекчий трахиандезибазальтов. Они представлены многочисленными изометричными выделениями размером до 500-700 мкм с отчетливыми резкими границами (в соответствии с рисунком 26). В виде включений в кальцитовой фазе нередко отмечаются мелкие кристаллы гидроксил- и фтор-апатита (5-80 мкм), иногда со значимыми содержаниями SrO (до 0.8 мас. %).

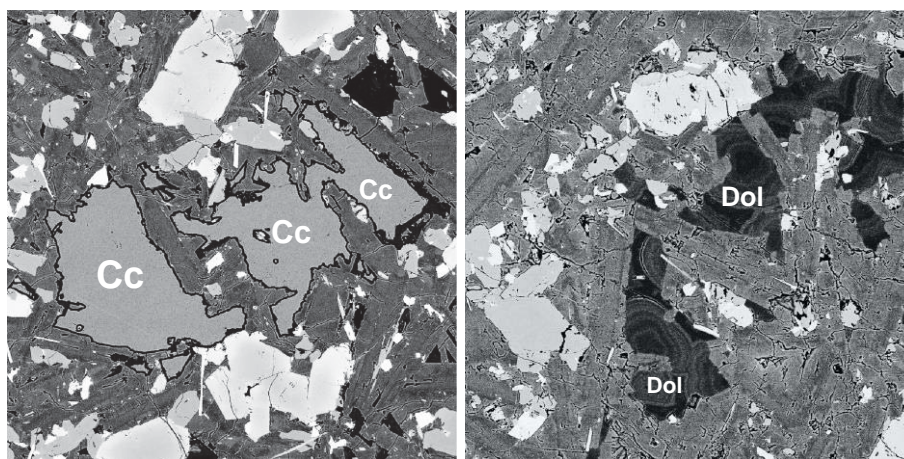
Наличие карбонатных фаз кальцитового состава в трахиандезибазальтах может быть результатом ассимиляции магмами известняков и фосфоритов фундамента. Доломитовые карбонатные фазы характерны для лав трахиандезибазальтов и равномерно распространены в основной массе пород в виде интерстиционных выделений между микролитами полевых шпатов. Размеры выделений составляют от первых и до ~ 500 мкм. Они имеют выраженную концентрическую зональность в соответствии с вариациями содержаний CaO и MgO. Совместное присутствие в породах вулкана кальцитовых и доломитовых фаз не обнаружено.

Установленная в резургентном материале и лавах вулкана Угуумур ассоциация мегакристаллов представлена Na-санидинами ( $An_{3-4} Ab_{44-51} Or_{45-52}$ ), Са-Na пироксенами, близкими по составам к омфацитам ( $Di_{72-77} Jd_{19-28} Ae_{1-8}$ ), ильменитами ( $TiO_2$  46-52, MgO 1.0-1.7 мас.%) и альмандин-гроссуляр-пироповым гранатам ( $Alm_{60-66} Grs_{17-21} Pyr_{14-18}$ ).

Таблица 6 – Составы минералов из трахиандезибазальтов и трахиандезитов вулкана Угуумур (мас. %)

Минерал	Ol <sup>4</sup>	Spx <sup>12</sup>	Pl <sup>2</sup>	Kfs <sup>3</sup>	Sp <sup>2</sup>	TiMgt <sup>5</sup>	Ilm <sup>8</sup>	Ap <sup>9</sup>	Cc <sup>6</sup>	Dol <sup>14</sup>	GM
Фаза	Вкр	Вкр	Мкр	Мкр	Вкл*	Мкр	Мкр	Мкр*	Инт*	Инт*	Растр
SiO <sub>2</sub>	38.11	50.96	56.20	64.72							56.44
TiO <sub>2</sub>		1.63			7.71	31.46	53.83				1.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		2.51	26.14	19.82	10.07	3.64					17.57
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.08			23.44	0.14	0.06				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.61	0.84	0.83	0.67	19.97	4.87	1.46				
FeO	22.53	8.08			33.44	57.21	40.45	0.63		0.34	4.14
MnO	0.08	0.03			0.33	0.58	0.60			0.60	
MgO	38.22	14.54			4.03	1.18	3.46		0.35	18.32	1.17
CaO	0.14	21.00	8.86	1.42				54.23	54.48	33.35	4.49
Na <sub>2</sub> O		0.20	6.11	5.91							5.14
K <sub>2</sub> O			0.42	7.22							5.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>								39.73			0.97
CO <sub>2</sub>									44.93	47.02	
F								3.76			
Сумма	99.69	99.87	98.56	99.76	98.99	99.08	99.86	98.39	99.76	99.63	96.71
Миналы	Fo 74.6	Wo 43.6	An 43.4	An 6.9					Cc 99.1	Cc 56.0	
	Fa 25.3	En 42.0	Ab 54.2	Ab 51.6					Mgs 0.0	Mgs 42.8	
	Tf 0.1	Fs 14.4	Or 2.4	Or 41.5					Sdr 0.9	Sdr 1.2	

Примечание. Анализы минералов здесь и далее выполнены с использованием электронного сканирующего микроскопа LEO 1430VP (Carl Zeiss, Германия) с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350 (Oxford Instruments Analytical Ltd.) в Геологическом институте СО РАН (ЦКП БНЦ СО РАН). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда < 0.5 нА, размер зонда 0.1 мкм, время набора спектра 50 с. Минералы (надстрочные значения – количество анализов для подсчета среднего): Ol – оливин, Spx – клинопироксен, Pl – плагиоклаз, Kfs – К-Na полевой шпат, Sp – шпинель, TiMgt – титаномагнетит, Ilm – ильменит, Ap – апатит (содержание SrO 0.83, Cl 0.19 мас. %), Cc – кальцит, Dol – доломит, GM – основная масса (растровая съемка основной массы пород по площадкам размером до 500x1000 мкм). Фазы минералов: Вкр – вкрапленники, Мкр – микролиты (Мкр\* - среднее по микролитам основной массы пород и включениям в кальцитовой фазе), Вкл\* – включения (здесь включения в оливинах), Инт\* – интерстиции (здесь фазы карбонатного вещества в основной массе пород). Миналы (надстрочные символы): Fo – форстерит, Fa – фаялит, Tf – тефроит, Wo – волластонит, En – энстатит, Fs – ферросилит, An – анортит, Ab – альбит, Or – ортоклаз, Cc – кальцит, Mgs – магнетит, Sdr – сидерит. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO, CO<sub>2</sub> – рассчитаны по стехиометрии минералов. Средние содержания других оксидов и летучих элементов в Kfs (BaO 0.42), Ap (SrO 0.90, Cl 0.19), Sp (ZnO 0.30, V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.41), TiMgt (V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.45), Ilm (V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.07 мас. %).



Условные обозначения. Исследования проведены на электронном микроскопе «LEO 1430VP» и энергодисперсионном анализаторе «Inca Energy 300» (Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ). Размер площадок 500x500 мкм. Фазы кальцитов (Cc) установлены в туфобрекчиях, фазы доломитов (Dol) – в лавах трахиандезибазальтов.

**Рисунок 26 – Карбонатные фазы в базальтоидах вулканического центра Угуумур**

Важной особенностью многих мегакристаллов санидина является наличие в них пустотелых субпараллельных каналов (трубок) округлого сечения диаметром от 0.1 до 2-4 мм и длиной до 1-3 см. При этом центральные зоны (ядра) таких кристаллов имеют однородное строение, а краевые области по достаточно резкой границе становятся насыщенными каналами (в соответствии с рисунком 27). Согласно модели, предложенной в работе [62], образование таких каналов может являться результатом осаждения на гранях кристаллов капель (пузырей) водно-карбонатной жидкости, локально блокирующих рост минерала в процессе его быстрой кристаллизации.

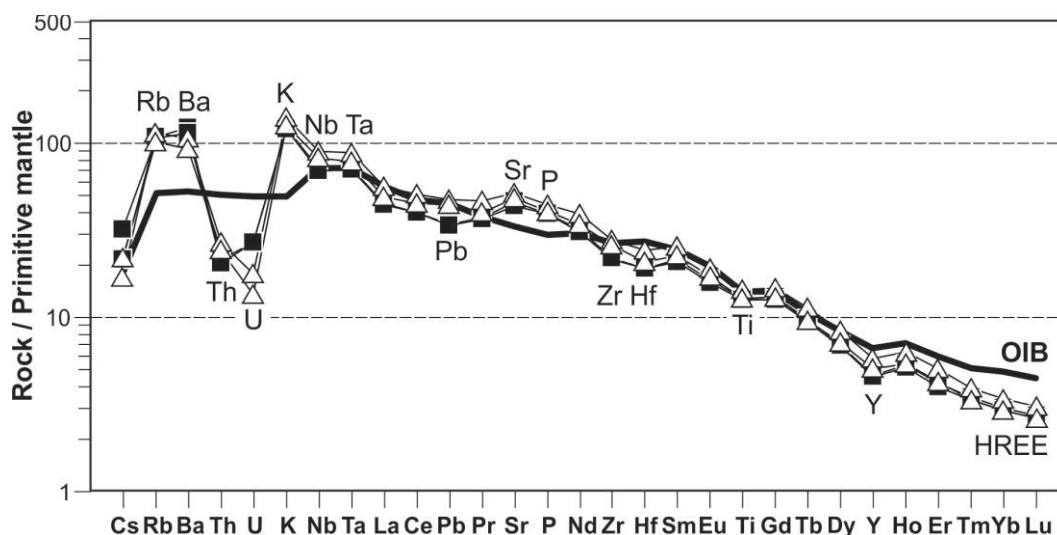
Мегакристаллы граната, обнаруженные среди резургентного материала и в туфобрекчиях, несут признаки дробления и преобразования с формированием келифитовых кайм и прожилков (симплектитов). Наиболее отчетливо процессы взаимодействия мегакристаллов с магматическим расплавом наблюдаются для пироксенов. В качестве предварительного вывода можно предполагать, что все мегакристаллы относятся к единому парагенезису. С использованием геотермометров, разработанных на основе распределения REE в парах мегакристаллов Grt-Cpx [63, 64] и с применением Cpx геобарометров и геотермометров [65] установлено, что мегакристаллы Grt и Cpx могли быть образованы при  $P=14-19$  кбар и  $T=1150-1210$  °C в шпинелевой фации глубинности мантии в интервале от границы фазового перехода Grt-Sp и до подошвы консолидированной коры (~55-40 км).



**Рисунок 27 – Мегакристалл санидина из эруптивного материала вулканического центра Угуумур**

Предполагается, что ассоциация мегакристаллов  $Grt+Crx+San+Plm$  формировалась в верхах мантии в результате реализации процесса, сходного с пневматолитовым.

**Геохимия вулканических пород и ксеногенного материала.** Вещественные характеристики туфобрекчий и лав трахиандезибазальтов и трахиандезитов вулкана Угуумур (в соответствии с таблицей 7) указывают на их принадлежность к типично внутриплитному типу пород и к производным мантийного источника с признаками участия эклогитизированного вещества океанической литосферы ( $Ba/Nb=11-17$ ,  $Ga/Sc=1.7-1.9$ ) [66]. В сравнении со средним составом ОИВ особенности распределения редких элементов в породах вулканического центра выражаются в их относительном обогащении такими литофильными элементами как Rb, Ba, K и, в меньшей степени, Sr и P (в соответствии с рисунком 28). При этом U, Th и HREE в исследованных базальтоидах имеют отчетливо более низкие концентрации ( $La/Yb=22-25$ ,  $Gd/Yb=5.3-5.6$ ). Особенно ярко выглядит обеднение пород U и Th с образованием для них на графиках нормированных концентраций магматофильных элементов глубоких минимумов. Щелочно-базальтовые магмы вулкана Угуумур, насыщенные карбонатным расплавленным компонентом, были образованы в результате подъема астеносферного вещества вблизи астеносферно-литосферного переходного слоя мантии при  $P\sim 22-24$  кбар и  $T=1340-1360$  [65].



Условные обозначения. Содержания элементов нормированы на значения для примитивной мантии по [67]. OIB – средний состав базальтов океанических островов по [42]. Треугольники – точки составов лав трахиандезибазальтов и туфобрекчий андезитов, квадраты – точки составов туфобрекчий трахиандезибазальтов.

**Рисунок 28 – Спайдер-диаграммы распределения магматофильных элементов в породах вулкана Угуумур**

Относительный дефицит HREE в породах вулкана Угуумур может быть объяснен условиями магмообразования при плавлении с участием гранат-содержащих перидотитов или эклогитов с сохранением граната в виде реститовой фазы, но такой процесс при этом не может вызвать обеднение базальтоидов U и Th. При этом дефицит U и Th в породах вулкана не может быть также связан и с процессами дифференциации расплавов. Происхождение и эволюции щелочно-базальтовых магм вулкана Угуумур, а также причины их обеднения Th и U могут быть рассмотрены в связи с высокой насыщенностью расплавов карбонатным флюидом и присутствием в продуктах эксплозивных извержений интерстиционных кальцитовых фаз с апатитом, а в лавах доломитовых фаз. В этом случае обеднение расплавов U и Th может быть связано с наступлением условий несмесимости силикатной, кальцитовой и доломитовой фаз при подъеме карбонатизированной щелочно-базальтовой магмы на уровень Grt-Sp фазового перехода (~ 1000-1200 °C, P=18-20 кбар) [69] и выносом относительно обогащенного U и Th карбонатного флюида из магматической системы при эруптивном развитии центра. Последнее предположение не противоречит данным экспериментальных исследований, показывающих, что карбонатные фазы могут характеризоваться высокими коэффициентами распределения Th и особенно U по отношению к силикатному расплаву [70].

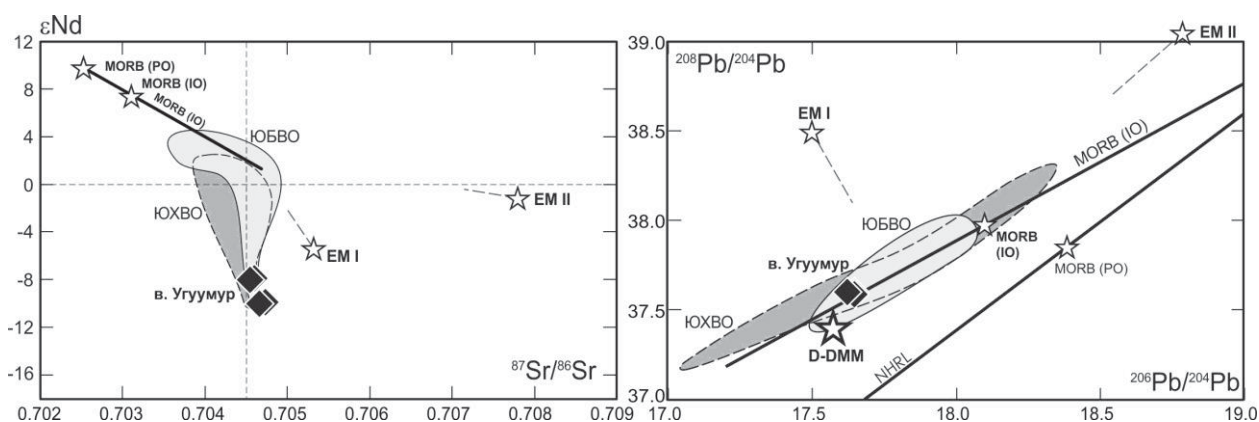
**Таблица 7 – Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (ppm) в породах вулкана Угуумур**

№ обр.	4935	4936	4939	4938	№ обр.	4935	4936	4939	4938
N*	49°38'45.3"		49°38'08.1"		Y	21	20	22	23
E*	98°05'13.0"		98°04'58.4"		Zr	229	228	262	297
SiO <sub>2</sub>	50.99	51.70	52.87	55.79	Nb	47.3	47.9	53.8	60.2
TiO <sub>2</sub>	2.52	2.53	2.55	2.88	Mo	1.9	2.2	2.3	2.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.02	14.12	14.34	16.20	Sn	2.9	3.0	3.2	3.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.46	4.20	4.58	2.55	Cs	0.56	0.63	0.46	0.36
FeO	6.29	6.47	4.67	3.23	Ba	796	736	650	613
MnO	0.12	0.13	0.11	0.06	La	29.6	28.4	31.9	36.9
MgO	5.57	5.66	4.55	2.60	Ce	68.9	67.5	75.8	86.6
CaO	6.45	6.43	5.96	6.12	Pr	9.37	9.19	10.28	11.64
Na <sub>2</sub> O	3.45	3.50	4.11	4.60	Nd	40.0	39.0	42.9	49.2
K <sub>2</sub> O	3.52	3.54	3.68	4.16	Sm	8.72	8.43	9.21	10.44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.82	0.82	0.85	0.94	Eu	2.65	2.48	2.71	3.19
LOI*	1.60	0.87	1.68	0.81	Gd	7.14	6.76	7.30	8.42
Сумма	99.79	99.93	99.94	99.92	Tb	0.95	0.90	0.99	1.13
Li	14	13	13	8	Dy	4.65	4.61	5.04	5.90
Be	2.03	2.18	2.35	1.97	Ho	0.79	0.76	0.81	0.96
Sc	14	14	13	12	Er	1.85	1.75	1.81	2.21
V	156	152	135	116	Tm	0.23	0.22	0.23	0.27
Cr	116	110	104	93	Yb	1.29	1.28	1.26	1.50
Co	36	35	32	26	Lu	0.18	0.17	0.18	0.21
Ni	60	60	59	34	Hf	5.29	5.30	6.06	6.87
Cu	28	27	26	25	Ta	2.59	2.62	2.95	3.30
Zn	136	132	132	133	W	0.82	0.66	0.61	0.50
Ga	23.9	22.9	24.5	25.6	Tl	0.065	0.074	0.090	0.108
Ge	1.33	1.25	1.36	1.41	Pb	2.33	2.31	2.98	3.40
Rb	65	64	65	70	Th	1.72	1.63	1.95	2.16
Sr	922	919	962	1043	U	0.55	0.55	0.28	0.36

Примечание. N\*, E\* - GPS координаты точек отбора проб. Анализы выполнены в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Содержания петрогенных оксидов в породах определены на последовательном рентгенофлуоресцентном спектрометре S4 Pioneer (Bruker AXS, Германия), редких элементов – методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (ICP-MS) на масс-спектрометре с магнитным сектором ELEMENT 2 (ThermoFinnigan, Германия) по методике [68]. Содержания FeO установлены методом титрования. Контроль качества анализов проводился с использованием международных стандартных образцов USGS (BHVO-2, AGV-2). LOI\* – потери при прокаливании. Образцы № БД-4935, БД-4936, БД-4938 – обломки пород из лавобрекчий, БД-4939 – лавовый поток.

Еще одним предположением, которое может объяснить дефицит U и Th в породах вулкана Угуумур, является специфический состав источника расплавов и флюидов. Низкие концентрации U и Th в породах вулкана могут быть связаны с присутствием в источнике высокобарического компонента, а именно Са-перовскита, который также является минералом концентратором радиоактивных элементов [71].

Полученные изотопные характеристики пород показывают, что источником щелочно-базальтовых магм вулкана Угуумур мог быть протолит с возрастом близким к границе палео- и мезопротерозоя ( $\epsilon\text{Nd}=-8/-10$ ,  $T_{\text{DM}2}=1580-1670$  млн. лет), а вещество протолита было близким по составу деплетированной MORB мантии ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  17.628-17.662,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  15.417-15.426  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  37.597-37.626) (в соответствии с рисунком 29).



Условные обозначения. Тренды эволюции и средние значения изотопных характеристик для базальтов срединно-океанических хребтов Индийского MORB-(IO) и Тихого океанов MORB-(PO). EM I и EM II – составы обогащенной мантии и D-DMM – деплетированной MORB мантии по [72].

**Рисунок 29 – Изотопные характеристики базальтоидов вулканического центра Угуумур**

В последние десятилетия вопросы происхождения щелочно-базальтового вулканизма внутриконтинентальных областей нередко рассматриваются с позиций плюмового магмогенеза. Геофизическими методами в глубокой мантии ряда районов Центральной Азии и, в частности, под территорией Монголии и Китая обнаружены низкоскоростные аномалии, интерпретируемые как «расплавные аномалии», «горячие поля» или «плюмы». При этом приуроченность или близость ареалов развития вулканизма к проекции мантийных аномалий приводит исследователей к выводам об их связи [73]. В некоторых моделях возникновение мантийных аномалий и сопряженный с ними вулканизм объясняются подъемом вещества из области переходной зоны мантии с формированием

верхнемантийных плюмов. Природа и формирование плюмов связываются в этом случае с процессами высвобождения вещества в результате высокобарического преобразования субдуцированной в геологическом прошлом океанической литосферы. Такие выводы или предположения были сделаны на основе изучения изотопно-геохимических особенностей базальтоидных магм ряда кайнозойских вулканических ареалов Центральной Азии. К примеру, при изучении позднекайнозойских Южно-Байкальской [74] и Южно-Хангайской вулканических областей [75, 76], вулканических провинций Северной Монголии [77] и Восточного Китая [70].

Предполагается, что высокая активность карбонатного флюида в происхождении щелочно-базальтовых магм и развитии эруптивно-лавого центра Угуумур связана с его отделением от эклогитизированного вещества океанической литосферы в условиях высоких давлений на уровне переходного слоя мантии [78]. Такой процесс мог сформировать поле карбонатизированной мантии под ареалом кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма Центральной и Северной Монголии.

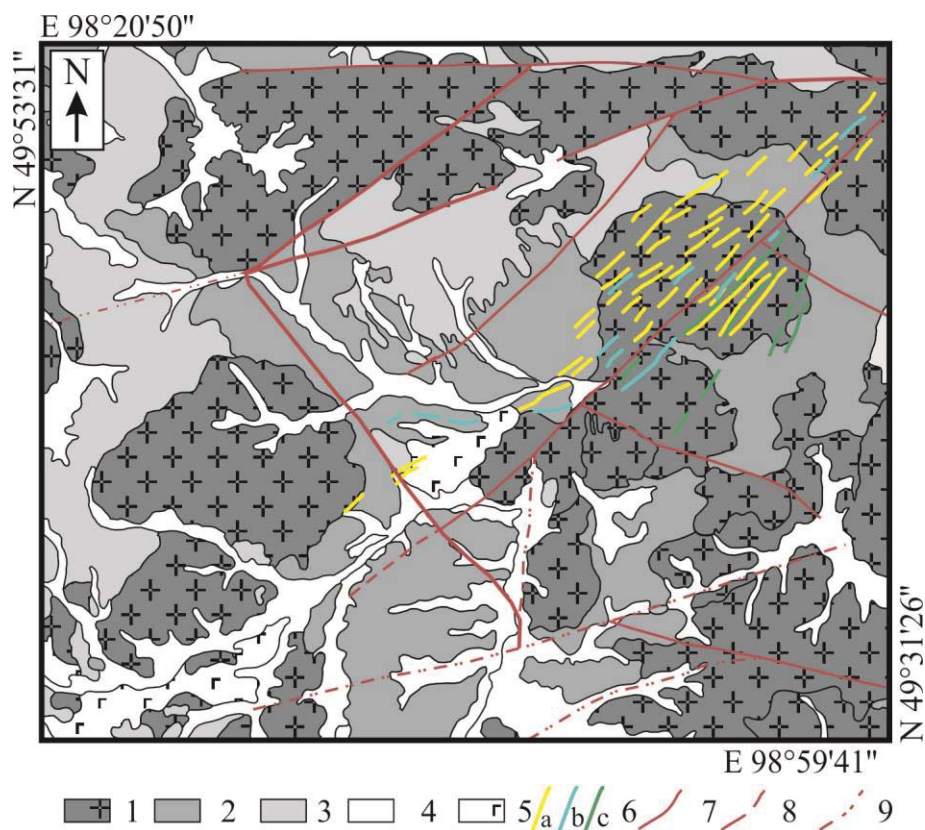
### **3.7 Результаты исследований среднепермской бимодальной трахибазальт-трахит-пантеллеритовой ассоциации в Северной Монголии**

На этапе исследований палеозойского агпаитового кислого вулканизма во внутриплитной рифтогенной обстановке Северной Монголии в 2019 году получены первые данные об ассоциирующем с кислым щелочным магматизмом Цагаан-уульского дайкового комплекса трахибазальтов и проведены минералогические и изотопные исследования пород.

Рой трахибазальтовых даек исследован на юго-западе от Цагаан-уульского дайкового пояса (в соответствии с рисунком 30). Дайки имеют простирание параллельное дайкам пантеллеритовых трахитов и пантеллеритов, приурочены к крупному разлому и локализованы в большей части в пределах среднепалеозойского гранитного массива. Трахибазальты, трахиты и пантеллериты объединены в Цагаан-уульскую бимодальную ассоциацию. На настоящее время Цагаан-уульская бимодальная ассоциация является наиболее северной из изученных в пределах Северо-Монгольского сегмента рифтовой зоны.

Проведены микрозондовые исследования образцов трахитов и пантеллеритов. Основными минералами вкрапленниками для кислых пород дайкового пояса являются полевые шпаты, амфиболы и кварц.



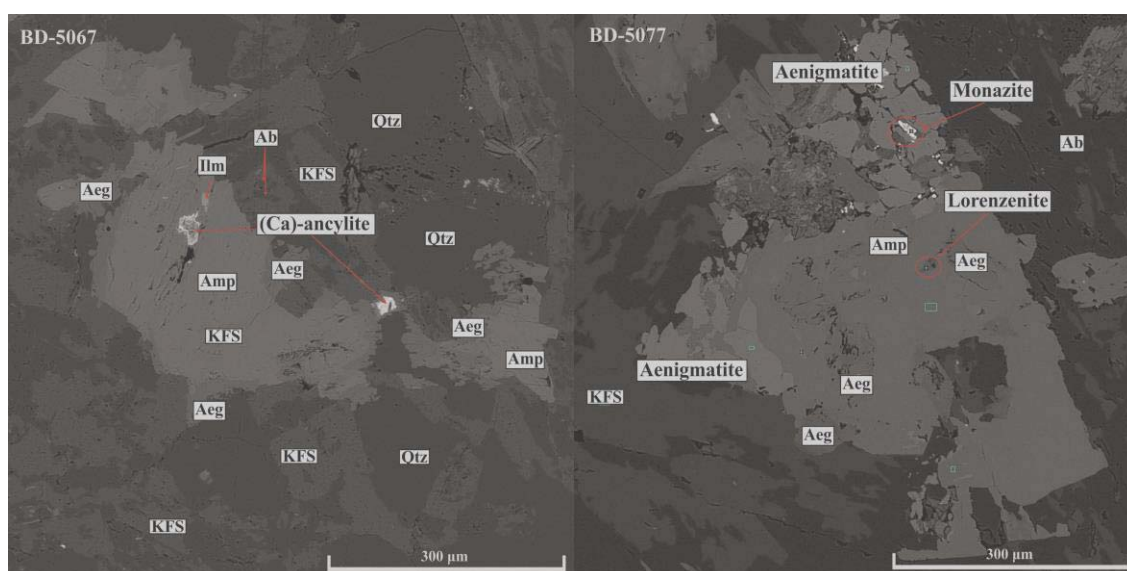


Условные обозначения. Условные обозначения: 1 – граниты Pz<sub>2</sub>; 2 - V-Є толщи (метапесчаники, пелиты, гравелиты); 3 – Кембрийская система (метапесчаники, известняки, кварциты); 4 – Верхнечетвертичные и современные нерасчлененные отложения (делювиально-пролювиальные щебни, гравий, галечники, валунник, дресва, суглинки, супеси, глины); 5 - базальты (N<sub>1-2</sub>); 6 – дайки Цагаан-уульской бимодальной ассоциации (a – пантеллериты, b – пантеллеритовые трахиты, c – трахибазальты); 7 – разрывные нарушения; 8 – предполагаемые разрывные нарушения; 9 – предполагаемые разрывные нарушения скрытые под четвертичными отложениями.

**Рисунок 30 – Геологическая схема района развития Цагаан-уульской бимодальной ассоциации в Северной Монголии**

Амфиболы относятся к Na, Na-Ca группе и определены как арфведсонит, катафорит и рихтерит, с преобладанием первого в трахитах, а второго в пантеллеритах, в зонах контакта даек между собой наблюдаются единичные зерна Ca амфибола – эденита. Особенностью амфиболов трахитов является их обогащенность Ti, Fe, K, тогда как большинство амфиболов пантеллеритов обогащены только Ti и Fe. Клинопироксены распространены в виде эгирина и авгита в трахитах, в пантеллеритах развит преимущественно эгирин, в обоих типах пород пироксены встречаются в каймах амфиболов или в виде микролитов в основной массе, часто с примесями ZrO<sub>2</sub> (до 6 мас %)

(в соответствии с рисунком 31). В трахитах отмечается развитие энigmatита в сростаниях с эгирином и арфведсонитом. Уникальной чертой трахитов является наличие в виде включений в амфиболе редкого для агпайтовых пород минерала – лоренценита [79]. В породах широко развиты Zr-содержащие минералы – эльпидит ( $ZrO_2$  до 31 мас %), катаплеит ( $ZrO_2$  до 19 мас %) и продукты распада минералов группы эвдиалита ( $ZrO_2$  до 26 мас %). Полевые шпаты представлены сростаниями альбита ( $Ab_{100}$ ) и санидина ( $Or_{100}$ ). Редкоземельная минерализация состоит из монацита и апатита, в пантеллеритах развит Са-анкилит. Трахибазальты состоят преимущественно из клинопироксена и плагиоклаза. Определение особенностей условий образования и эволюции расплавов является перспективной задачей, решение которой позволит объяснить необычный минеральный состав пателлеритовых трахитов и пантеллеритов.

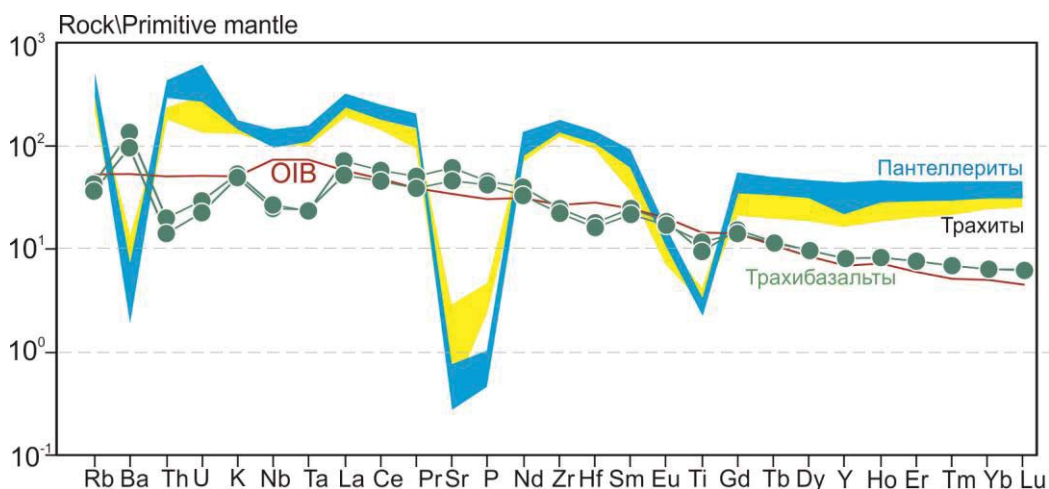


Условные обозначения. Сокращения минералов: Ab – альбит, Aeg - эгирин, Amp – амфибол, Kfs – калиевый полевой шпат, Qtz – кварц.

**Рисунок 31 – Изображение в обратно рассеянных электронах представительных сростков для пород Цагаан-уульской бимодальной ассоциации**

Распределение редких элементов для трахибазальтов дайкового пояса имеет черты характерные для надсубдукционных базальтов – это Nb-Ta минимум, слабое обеднение Zr-Hf. Относительно базальтов океанических островов трахибазальты сильно обеднены Th, U, Nb, Ta, Zr и Hf, но имеют максимум по Ba и небольшое обогащение Sr и P (в соответствии с рисунком 32). Трахиты и пантеллериты не обладают существенными различиями в распределении редких элементов. Оба типа пород обеднены Ba и Eu. При этом для графиков трахибазальтов и щелочно-салических пород дайкового пояса

наблюдается Nb-Ta минимум, который, возможно, указывает на сходство условий магмообразования или источников вещества. Анализ распределения редких элементов позволяет сделать вывод о генетической связи между трахибазальтами, трахитами и пантеллеритами, на что указывают наличие Nb-Ta аномалии, обеднение пород Sr и Ba, высокие содержания несовместимых элементов вроде Zr и Hf, особенности распределения которых могут являться признаком длительного процесса кристаллизационной дифференциации магм.



Условные обозначения. Состав примитивной мантии по [42], состав базальтов океанических островов (OIB) по [80].

**Рисунок 32 – Распределение редких элементов для пород Цагаанульской бимодальной ассоциации**

### Выводы

Выполнена реконструкция условий формирования онгонитов, топазитов, онгориолитов и риолитов позднемезозойского возраста в Восточном Забайкалье и Центральной Монголии. Изучены условия формирования риолитов с реликтами фторидно-кальциевого расплава, проявлений процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости, установлено, что эти породы формировались из магмы, содержащей микроэмульсию риолитового и F-Ca расплавов. На примере изучения риолитов Нилгинской депрессии показано, что флюорит и сопутствующая ему рудная минерализация (минералы группы монацита, церианит) формировались из F-Ca расплава с повышенными концентрациями кислорода, REE и Y. Предполагается, что во многих изверженных породах и рудах магматического происхождения флюорит может быть продуктом преобразования подобного F-Ca расплава.

Были впервые охарактеризованы минералого-геохимические особенности плавленых пород нового пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид (Khamaryn-Khural-Khiid) в Восточной Монголии. Установлено, что мелилит-нефелиновые паралавы пирометаморфических комплексов Монголии (Хамарин-Хурал-Хид и Нилгинского) имеют много общих минералого-геохимических особенностей. Подобные пирогенные породы нигде ранее в мире не описывались.

В результате исследований в коллизионных орогенах Восточного Забайкалья выполнена оценка распространенности гранитоидов и базитов комплекса производных слэбовых магм и показано широкое распространение этих пород в южной части площади, на границе с Монголо-Охотским швом. Анализ геохимических характеристик изученных гранитоидов показал, что они наиболее близки к низкокремнистым адакитам (LSA), или санукитоидам – продуктам плавления субконтинентальных геохимически специализированных очагов, образовавшихся при взаимодействии слэбовых магм с перидотитами верхней мантии.

На примере объектов Камчатки установлена возможность применения индикаторного отношения  $Ga/Yb$  в идентификации магм адакитового типа. Показано, что одним из условий отнесения вулканических пород к адакитовому типу, как продуктов магмогенеза с участием гранат-содержащей эклогитизированной литосферы MORB типа, являются величины  $Ga/Yb > 15$  в диапазоне составов пород от андезибазальтов до риолитов. По результатам применения индикаторного  $Ga/Yb$  отношения предложены дискриминационные диаграммы.

Получены новые данные по раннемиоценовому адакитовому вулканизму Западной Камчатки. Его развитие связывается с ранним этапом развития зоны конвергенции литосферных плит, предваряющим формирование вулканического пояса Срединного хребта над зоной субдукции океанической литосферы Командорского типа.

Получены данные о развитии примитивных дацитов и риодацитов (высококремнистых адакитов, HSA) среди вулканических комплексов южного фланга Центральной Камчатской депрессии. Показано, что в среднем плиоцене на деструктивной границе субдуцируемой океанической плиты вблизи Малко-Петропаловской зоны поперечных разломных дислокаций Камчатки проявлялись вначале  $Mg\#$  андезитовые, а затем и примитивные HSA магмы.

Завершены исследования различных типов магнезиальных андезитов Камчатки. Результаты исследований вулканических комплексов Камчатки с проявлениями  $Mg\#$  андезитов указывают на существование среди них, по крайней мере, двух различных генетических типов. Один из типов  $Mg\#$  андезитовых магм является результатом

мантийного магмогенеза, а другой отражает в своем происхождении возможность протекания процессов взаимодействия основных и кислых вулканических расплавов IAB типа. Полученные минералого-геохимические характеристики Mg# андезитов позволяют различать их принадлежность к тому или иному процессу.

Изучены кайнозойские вулканические ареалы Северной Монголии. В вулканическом центре Угуумур в Тэсийнгольском ареале установлены Grt и Sp-перидотитовые и пироксенитовые мантийные включения, ассоциация мегакристаллов (гранат, санидин, омфацитовый пироксен и ильменит), а в лавобрекчиях и лавах обнаружены доломитовые и кальцитовые фазы. Полученные изотопные характеристики пород показывают, что источником щелочно-базальтовых магм вулкана Угуумур мог быть протолит с возрастом близким к границе палео- и мезопротерозоя ( $\epsilon Nd = -8/-10$ ,  $T_{DM2} = 1580-1670$  млн. лет), а вещество протолита было близким по составу деплетированной MORB мантии. Предполагается, что высокая активность карбонатного флюида в происхождении щелочно-базальтовых магм и развитии эруптивно-лавового центра Угуумур связана с его отделением от эклогитизированного вещества субдуцированной океанической литосферы в условиях высоких давлений на уровне переходного слоя мантии.

Продолжены исследования среднепермского Цагаан-уульского дайкового пояса пантеллеритов и трахитов в Северной Монголии. Получены первые данные о трахибазальтах, ассоциирующих с кислым щелочным магматизмом дайкового пояса и проведены их минералогические и изотопные исследования. Анализ распределения редких элементов позволяет сделать вывод о генетической связи между трахибазальтами, трахитами и пантеллеритами. Исследования показали развитие здесь бимодальной трахибазальт-трахит-пантеллеритовой ассоциации.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В 2019 году продолжены исследования модельных разновозрастных магматических и метаморфических комплексов пород складчатого обрамления и выступов фундамента Сибирского кратона, а также других модельных комплексов пород палео- и современных геодинамических обстановок Центральной Азии и ее конвергентных границ.

Определена общая минерагенетическая специфика метаморфических и метасоматических комплексов пород Сибирского кратона, обрамляющего его Центрально-Азиатского подвижного пояса, Бадахшанского массива и Альпийско-Гималайского подвижного пояса. Проведены исследования геохимического разнообразия метасоматических процессов, сопряженных с гранитизацией на примере Чуйской и Гарганской глыб в южном обрамлении Сибирского кратона. Показано, что редкометалльные гранитоиды и пегматиты в южном обрамлении Сибирского кратона, в Прибайкалье и Монголии формировались при плавлении докембрийской и каледонской континентальной коры под воздействием мантийных магм и связанных с ними глубинных флюидов. Изучены процессы формирования раннепалеозойских габбро-гранитных плутонических ассоциаций и сопутствующих им редкометалльных пегматитов Южного Сангилена, реализованные в сложной палеогеодинамической обстановке. Выполнена реконструкция условий формирования онгонитов, топазитов, онгориолитов и риолитов позднемезозойского возраста в Восточном Забайкалье и Центральной Монголии. В результате исследований выполнена оценка распространенности и генетических особенностей гранитоидов и базитов Восточного Забайкалья как комплекса производных слэбовых магм. Изучена роль процессов рециклинга вещества и процессов астеносферно-литосферного взаимодействия в образовании кислых примитивных расплавов и ассоциирующих с ними щелочно-базальтовых магм на примере объектов Камчатки и Монголии. Продолжено изучение кайнозойских вулканических ареалов и среднепермского Цагаан-уульского дайкового пояса пантеллеритов и трахитов Северной Монголии.

Государственное задание по проекту в 2019 году выполнено в полном объеме. В результате исследований по теме проекта в 2019 году опубликовано 10 статей в журналах из списка WOS и Scopus, сделано 14 докладов на всероссийских и международных научных конференциях.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. – М: Недра, 1979. – 275 с.
2. Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. – Л: Наука, 1983. – 215 с.
3. Основы металлогении метаморфических поясов докембрия. – Л: Наука, 1984. – 339 с
4. Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1984. – 200 с.
5. Левицкий В.И. Петрология, минералогия и генезис Онотского талькового месторождения // – ЗВМО. 1994. – Ч. СХХIII, № 6. – С. 20-32.
6. Леонов М.Г. Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли. – ГЕОС, 2013. – 330 с.
7. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Miner., – 2010. – Vol. 95, – P. 185-187.
8. Татаринов А.В. и др. Корундовая минерализация Западного Прибайкалья Прикладная минералогия Восточной Сибири / – Иркутск: И-во ИГУ, 1992. – С. 28-38.
9. Левицкий В.И., Павлова Л.А. Рубинсодержащая минерализация в слюдяном комплексе Юго-Западного Прибайкалья // Записки ВМО. – 1998. – № 6. – С. 84-88.
10. Левицкий В.И., Павлова Л.А., Левицкий И.В. Минералогия и генезис Нухунгольского проявления корунда (Юго-Восточное Присаянье) // Записки Российского минералогического общества. – 2012. – Ч. СХLI, – № 6. – С. 84-95.
11. Campbell, I.H., Stepanov, A.S., Liang, H.-Y., Allen, C.M., Norman, M.D., Zhang, Y.-Q., Xie, Y.-W., The origin of shoshonites: new insights from the Tertiary high-potassium intrusions of eastern Tibet // Contributions to Mineralogy and Petrology – 2014. . – P. 167.
12. Hebert, R., Guilmette, C., Dostal, J., Bezard, R., Lesage, G., Bedard, E., Wang, C., Miocene post-collisional shoshonites and their crustal xenoliths, Yarlung Zangbo Suture Zone southern Tibet: Geodynamic implications // Gondwana Research. – 2014. – Vol. 25. – P. 1263–1271.
13. Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P., Deng, W. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. // Journal of Petrology. – 1996. – Vol. 37, – P. 45–71.
14. Williams, H.M., Turner, S.P., Pearce, J.A., Kelley, S.P., Harris, N.B.W., 2004. Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from

geochemical variations and inverse trace element modelling // *Journal of Petrology*. – 2004. – Vol. 45. – P. 555-607.

15. Xu, Y.G., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F., Xie, G.H., 2001. Exotic lithosphere mantle beneath the western Yangtze craton: petrogenetic links to Tibet using highly magnesian ultrapotassic rocks // *Geology*. – 2001. – Vol. 29. – P. 863-866.

16. Иванов В.Г., Сапожников А.Н. Лазуриды СССР. – Новосибирск: Наука, 1985. – 171 с.

17. Hulston J.R., Thode H.G. Variations in the S33, S34, and S36 contents of meteorites and their relation to chemical and nuclear effects // *J. Geophys. Res.* – 1965. – Vol. 70, № 14. – P. 3475-3484.

18. Farquhar J., Bao H., Thiemens M.H. Atmospheric influence of Earth's earliest sulfur cycle // *Science*. – 2000. – Vol. 289. – P. 756-759.

19. Farquhar J., Wing B. Multiple sulfur isotopes and the evolution of the atmosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2003. – Vol. 213, № 1-2. – P. 1-13.

20. Pavlov A.A., Kasting J.F. Mass-independent fractionation of sulfur isotopes in Archean sediments: strong evidence for an anoxic Archean atmosphere // *Astrobiology*. – 2002. Vol. 2, № 1, – P. 27-41.

21. Ono S., Shanks III, W.C., Rouxel O.J., Rumble D. S-33 constraints on the seawater sulfate contribution in modern seafloor hydrothermal vent sulfides // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 2007. Vol. 71. – P. 1170—1182.

22. Bekker A., Holland H.D., Wang P.-L., Rumble D. III, Stein H.J., Hannah J.L., Coetzee L.L., Beukes N.J. Dating the rise of atmospheric oxygen // *Nature*. – 2004. – Vol. 427 (6970). – P. 117—120.

23. Ono S., Eigenbrode J.L., Pavlov A.A., Kharecha P., Rumble III D., Kasting J.F., Freeman K.H. New insights into Archean sulfur cycle from mass-independent sulfur isotope records from the Hamersley Basin, Australia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, – 2003. – Vol. 213, № 1-2, – P. 15-30.

24. Федоровский В.С., Добржинская Л. Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // *Геотектоника*. – 1993, – № 4, – С. 30-45.

25. Федоровский В.С., Складов Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-основной магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // *Геология и геофизика*. – 2010. – Т. 51, №5. – С. 682-700.

26. Куш Л.В., Макрыгина В.А., Суворова Л.Ф., Ощепкова А.В. Образование скарнов при мигматизации на острове Ольхон, (оз. Байкал, Россия) // *Геохимия*. – 2019. – № 2. – С. 164-173.



27. Чудненко, К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2010. – 287 с.

28. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 2. Петрология и геохимия // Петрология. – 2003. – Т. 11, №3. – С. 227-254.

29. Антипин В.С., Перепелов А.Б. Позднепалеозойский редкометалльный гранитоидный магматизм Южного Прибайкалья // Петрология. – 2011. – Т.19, №4. – С. 386-398.

30. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. – 2012. – Т. 54, № 5. – С. 375-399.

31. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. – 1999, – Т. 7, № 4, – С. 401-429.

32. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 2. – С. 153-184.

33. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 2. Петрология и геохимия // Петрология. – 2003. – Т. 11, №3. – С. 227-254.

34. Антипин В.С., Перепелов А.Б., Одгэрэл Д. Редкометалльные граниты в различных зонах раннемезозойского ареала магматизма: геохимические и петрогенетические особенности (Монголия) // Доклады Академии Наук. – 2019. – Т.485, №3. – С. 74-79.

35. Антипин В.С., Кузьмин М.И., Одгэрэл Д., Куш Л.В., Шептякова Н.В. Сравнительная геохимическая характеристика и генезис крупных многофазных плутонов в ядрах и на периферии разновозрастных ареалов Монголо-Охотского складчатого пояса // Доклады Академии наук. – 2019. – Т.487, №4. – С. 69-74.

36. Антипин В.С., Кузьмин М.И., Одгэрэл Д., Куш Л.В., Перепелов А.Б. геохимическая эволюция и рудоносные метасоматиты бага-газрынского многофазного массива

редкометалльных Li-F гранитов (Монголия) // Доклады академии наук. – 2018. – Т. 483, №3. – С. 313-317.

37. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. – 2003. – Vol. 3. – P. 1-64.

38. Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Доклады академии наук. – 1999. – Т. 369, № 6. – С. 795-798.

39. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В., Ковач В.П., 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. 173-189.

40. Козаков И.К., Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. – 2003. – Т. 11, № 5. – С. 491-511.

41. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса (по результатам изотопно-геохимических исследований) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания: ИЗК СО РАН. Иркутск. – 2008. – Вып. 6, Т. 2. – С. 161-164.

42. Sun S. -S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society London. – 1989. – Vol. 42 (1), – P. 313-345.

43. Перетяжко И.С., Загорский В.Е. Висмутоколумбит  $Vi(Nb, Ta)O_4$  – новый минерал из миароловых пегматитов Центрального Забайкалья // записки всероссийского минералогического общества. – 1992. – Т. 121, №3. – С. 130-134.

44. Högarth D.D. Classification and nomenclature of the pyrochlore group // American mineralogist. – 1977. – Vol. 62. – P. 403-410.

45. Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G., Gieré R., Kartashov P.M. The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature // The Canadian Mineralogist. – 2010. – Vol. 48. – P. 673-698.

46. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. – 1999. – Vol. 46. – P. 411-429.

47. Rapp, R.P., Norman, M.D., Laporte, D., Yaxley, G.M., Martin, H., Foley, S.F. Continent formation in the Archean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: melt–rock reaction experiments at 3–4 GPa and petrogenesis of Archean Mg–diorites (sanukitoids) // *Journal of Petrology*. 2010. 51. P.1237–1266.
48. Geochemistry Earth Reference Model (GERM), 2019. <https://earthref.org/GERM/> (дата обращения 07.09.2019). Foley S. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas // – *Lithos*. – 1992. – Vol. 28. – P.435 – 453.
49. Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites // *Precambrian Research*. – 1991. – Vol. 51. – P. 1–25.
50. Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. // *J. Petrol.* – 1995. – № 36. – P.891–931.
51. Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., and Applegate, G.S. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 Gpa // *Chemical Geology*. – 1999. – Vol. 160. – P.335–356.
52. Nagler Th.F., Kramers J.D. Nd isotopic evolution of the upper mantle during the Precambrian: models. data and the uncertainty of both // *Precambrian Research*. – 1998. – Vol. 91. – P. 233–252.
53. Yogodzinski G.M., Brown S.T., Keleman P.B., Vervoort J.D., Portnyagin M., Sims M., Hoernle K., Jicha B., Werner R. The role of subducted basalt in the source of island arc magmas: Evidence from seafloor lavas of the western Aleutians // *Journal of Petrology*. – 2015. – Vol. 56, N 3. – P. 441–492.
54. Churikova T., Dorendorf F., Wörner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *Journal of Petrology*. – 2001. – Vol. 42. – P. 1567–1593.
55. Volynets A.O., Churikova T.G., Wörner G. et al. Mafic Late Miocene–Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific–Aleutian junction // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2010, – Vol. 159. – P. 659–687.
56. Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K., Hauff F. Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: Magma Generation at the Edge of the Pacific Plate // *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region*. (Eds.: Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J.) // *Geophysical Monograph*. American Geophysical Union, Washington D.C. – 2007. – V. 172. – P. 199–239.

57. Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*. – 1990. – Vol. 347. – P. 662–665.
58. Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С., Кайнозойский вулканизм. В книге: *Континентальный вулканизм Монголии* / Москва: Наука. – 1983. – С. 170-179.
59. Ащепков И.В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. – Новосибирск: Наука, 1991. – 160 с.
60. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. – Новосибирск: Наука, 1993. – 299 с.
61. Ancuta L.D. Toward an Improved Understanding of Intraplate Uplift and Volcanism: Geochronology and Geochemistry of Intraplate Volcanic Rocks and Lower-Crustal Xenoliths / Dissertation. Bethlehem, PA: Lehigh University. – 2017. – P.207.
62. Gutmann J.T. Textures and genesis of phenocrysts and megacrysts in basaltic lavas from the Pinacate volcanic field // *American Journal of Science*. – 1977. – Vol. 277. – P. 833-861.
63. Pickles, J.R., Blundy, J.D. and Brooker, R.A. Trace element thermometry of garnet-clinopyroxene pairs // *American Mineralogist*. – 2016. – Vol. 101. – P. 1438-1450.
64. Abbott J.R.N. Trace element thermometry of garnet-clinopyroxene pairs, revisited // *American Mineralogist*. – 2018. – Vol. 103, N 7. – P. 1169-1171.
65. Putirka K. Thermometers and barometers for volcanic systems / Putirka K., Tepley F., eds. // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America. – 2008. – Vol. 69. – P. 61-120.
66. Le Roux V., Dasgupta R., Lee C.-T.A. Recommended mineral-melt partition coefficients for FRTes (Cu), Ga, and Ge during mantle melting // *American Mineralogist*. – 2015. – Vol. 100. – P. 2533–2544.
67. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. – 1995. – Vol. 120. – P. 223-254.
68. Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В., Философова Т.М., Демонтерова Е.И., Смирнова Е.В., Чувашова Л.А., Ясныгина Т.А. Неогеновые базаниты Западной Камчатки: минералого-геохимические особенности и геодинамическая позиция // *Петрология*. – 2007. – Т. 15, № 5. – С. 524-546.
69. Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Zaitsev A.N. Calcite and dolomite in intrusive carbonatites. I. Textural variations // *Miner. Petrol.* – 2016. – Vol. 110. – P. 333–360.
70. Zhang H., Liu Y., Hu Z, Zong K., Chen H., Chen C. Low- $\delta$   $^{13}\text{C}$  carbonates in the Miocene basalt of the northern margin of the North China Craton: Implications for deep carbon recycling // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2017. – Vol. 17. – P. 110-125.

71.Corgne A., Wood B.J. CaSiO<sub>3</sub> and CaTiO<sub>3</sub> perovskite-melt partitioning of trace elements: Implications for gross mantle differentiation // *Geophysics Research Letters*. – 2002. – V. 29. P. 8.

72.Iwamori H., Nakamura H. Isotopic heterogeneity of oceanic, arc and continental basalts and its implications for mantle dynamics // *Gondwana Research*. – 2018. – V. 27, Issue. 3. – P. 1131-1152.

73.Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ёи-минь С. Новейшая геодинамика Центральной Азии: первичные и вторичные мантийные расплавы аномалии в контексте орогенеза, рифтогенеза и движения-взаимодействия литосферных плит // *Геодинамика и тектонофизика*. – 2017. – Т. 8, № 1. – С. 45-80.

74.Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // *Петрология*. – 2003. – Т. 11, № 1, – С. 3-34.

75.Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D. et al. Petrogenesis of cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources // *Journal of Petrology*. – 2003. – V. 44, № 1. – P. 55-91.

76.Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований // *Петрология*. – 2010. – Т. 18, № 3. – С. 297–327.

77.Perepelov A.B., Kuzmin M.I., Tsyukova S.S., Demonterova E.I., Ivanov A.V., Shcherbakov Yu.D., Puzankov M.Y., Odgerel D., Bat-Ulzii D. Eclogite trace in evolution of Late Cenozoic alkaline basalt volcanism on the southwestern flank of the Baikal Rift Zone: Geochemical features and geodynamic consequences // *Doklady Earth Sciences*. – 2017. – Vol. 476, N 2. – P. 1187-1192.

78.Litasov K.D., Shatskiy A.F., Ohtani E., Yaxley G.M. Solidus of alkaline carbonatite in the deep mantle // *Geology*. – 2013. – V. 41, N 1. – P. 79-82.

79.Marks M. A. W., Gregor M. A. Global review on agpaitic rocks // *Earth-Science Reviews*. – 2017. – Vol.173. – P. 229-259.

80.Thompson R.N., Morrison M.A., Hendry G.L., Parry S.J. 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach // *Philosophical Transactions of the Royal Society*. – 1984. – Vol. 310 (1514). – P. 585-590.

## ПРИЛОЖЕНИЕ А

### Список основных публикаций по результатам проекта

1. Антипин В.С., Перепелов А.Б., Одгэрэл Д. Редкометальные граниты в различных зонах раннемезозойского ареала магматизма: геохимические и петрогенетические особенности (Монголия) // Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 485, № 3. – С. 335-340.
2. Антипин В.С., Кузьмин М.И., Мехоношин А.С., Язев С.А. Вариации химического состава и особенности распределения редких элементов в хондритах фрагментов метеорита Челябинск // Литосфера. – 2019. – Т. 19, № 2. – С. 293-303.
3. Антипин В.С., Кузьмин М.И., Одгэрэл Д., Куш Л.В., Шептякова Н.В. Сравнительная геохимическая характеристика и генезис крупных многофазных плутонов в ядрах и на периферии разновозрастных ареалов Монголо-Охотского складчатого пояса // Доклады Академии наук. – 2019. – Т.487, №4. – С. 418-423.
4. Высоцкий С.В., Игнатъев А.В., Левицкий В.И., Веливецкая Т.А., Асеева А.В., Левицкий И.В., Мехоношин А.С. Источники серы сульфидной минерализации в архейских толщах Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона по мультиизотопным данным // Геология и геофизика. – 2019. – № 8. – С. 1091-1107.
5. Давыдова М.Ю., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б. Эволюция изотопно-геохимического состава пород вулкана Уксичан (Срединный хребет, Камчатка) и ее связь с неогеновой тектонической перестройкой Камчатки // Петрология. – 2019. – Т. 27, № 3. – С. 282-307.
6. Ефремов С.В., Дриль С.И., Горячев Н.А., Левицкий И.В. Потенциальная рудопродуктивность гранитоидов Гарганской глыбы (Восточный Саян) // Геология рудных месторождений. – 2019. – Т. 61, № 4. – С. 61-71.
7. Ефремов С.В., Спиридонов А.М., Травин А.В. Новые данные о возрасте, генезисе и источниках вещества гранитоидов Карийского золоторудного узла (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. – 2019. – № 6. – С. 772-788.
8. Куш Л.Л., Макрыгина В.А., Суворова Л.Ф., Ощепкова А.В. Образование скарнов при мигматизации на острове Ольхон (оз. Байкал, Россия) // Геохимия. – 2019. – Т. 64, № 2. – С. 168-181.
9. Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Левицкий И.В. Геохимия карбонатных пород в раннедокембрийских и фанерозойских метаморфических комплексах Восточной Сибири, Северо-Запада России, Памира // Геохимия. – 2019. – Т. 64, № 4. – С. 409-426.
10. Федоров П.И., Коваленко Д.В., Перепелов А.Б., Дриль С.И. Состав источников кинкильского комплекса Западной Камчатки по изотопно-геохимическим данным //

Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. – 2019. – №1 (41). – С. 54-72.

11.Федоров П.И., Перепелов А.Б., Коваленко Д.В., Дриль С.И., Лобанов К.В. Источники эоценового магматизма Западной Камчатки (по геохимическим и изотопным Sr-Nd-Pb-характеристикам базитов) // Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 487, № 3. – С. 293-298.

12.Ivanov A.V., Levitskii I.V., Levitskii V.I., Corfuc F., Demonterova E.I., Reznitskii L.Z., Pavlova L.A., Kamenetsky V.S., Savatenkov V.M., Powerman V.I. Shoshonitic magmatism in the Paleoproterozoic of the south-western Siberian Craton: An analogue of the modern post-collision setting // *Lithos*. – 2019. – V. 328-329. – p. 88-100.

13.Kasatkin A.V., Britvin S.N., Peretyazhko I.S., Chukanov N.V., Škoda R., Agakhanov A.A. Oxybismutomicrolite, IMA 2019-047 // *CNMNC Newsletter*. – 2019. – No. 51; *European Journal of Mineralogy*. – Vol. 31. – <https://doi.org/10.1127/ejm/2019/0031-2894>.