

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  
Рег. № 121041600032-8

УТВЕРЖДАЮ  
Директор ИГХ СО РАН  
д.г.-м.н. А.Б. Перепелов  
« 26 » декабря 2025 г.

ОТЧЕТ  
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ-ОСНОВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЕГО  
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ: ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ  
АСПЕКТЫ ОБРАЗОВАНИЯ И РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ  
(ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЙ)

Шифр темы № 0284-2021-0006


Приоритетное направление

1.5.4. Геохимия и космохимия:

1.5.4.1. Изучение химического состава Земли и ее оболочек

Протокол Учёного совета ИГХ СО РАН  
№ 10 от 26 декабря 2025 г.

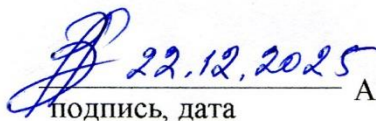
Руководитель проекта,  
ведущий научный сотрудник  
д.г.-м.н.

 22.12.2025 А.А. Воронцов  
подпись, дата

Иркутск 2025

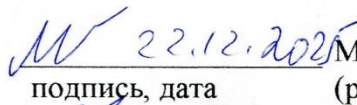
## СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель проекта, ведущий  
научный сотрудник, доктор геолого-  
минералогических наук

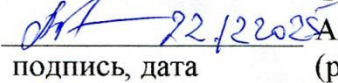
 22.12.2025  
подпись, дата А.А. Воронцов

Ответственные исполнители:

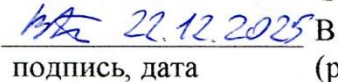
Ведущий научный сотрудник, доктор  
геолого-минералогических наук

 22.12.2025 М.А. Горнова  
подпись, дата (раздел 1.1)

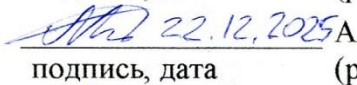
Ведущий научный сотрудник, доктор  
геолого-минералогических наук

 22.12.2025 А.Я. Медведев  
подпись, дата (раздел 1.1)

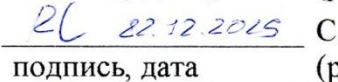
Научный сотрудник, кандидат геолого-  
минералогических наук

 22.12.2025 В.А. Беляев  
подпись, дата (раздел 1.1)

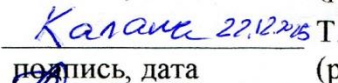
Научный сотрудник, кандидат геолого-  
минералогических наук

 22.12.2025 А.А. Каримов  
подпись, дата (раздел 1.1)

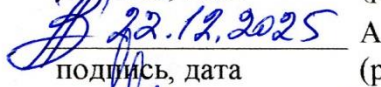
Главный научный сотрудник, доктор  
геолого-минералогических наук

 22.12.2025 С.И. Костровицкий  
подпись, дата (раздел 2.1)

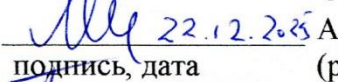
Научный сотрудник, кандидат геолого-  
минералогических наук

 22.12.2025 Т.В. Калашникова  
подпись, дата (раздел 2.1)

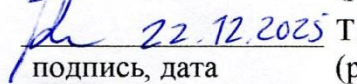
Ведущий научный сотрудник, доктор  
геолого-минералогических наук

 22.12.2025 А.А. Воронцов  
подпись, дата (разделы 2.2, 2.5)

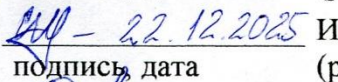
Старший научный сотрудник, кандидат  
геолого-минералогических наук

 22.12.2025 А.С. Мехоношин  
подпись, дата (раздел 2.3)

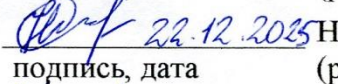
Старший научный сотрудник, кандидат  
геолого-минералогических наук

 22.12.2025 Т.Б. Колотилина  
подпись, дата (раздел 2.3)

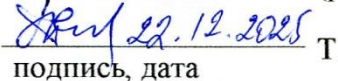
Старший научный сотрудник, кандидат  
геолого-минералогических наук

 22.12.2025 И.А. Сотникова  
подпись, дата (раздел 2.4)

Научный сотрудник, кандидат геолого-  
минералогических наук

 22.12.2025 Н.В. Алымова  
подпись, дата (раздел 2.5)

Нормоконтроль

 22.12.2025 Т.Ю. Гармышева  
подпись, дата

## СОДЕРЖАНИЕ

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ.....	2
СОДЕРЖАНИЕ.....	3
РЕФЕРАТ.....	4
ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ.....	5
ВВЕДЕНИЕ.....	7
ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ ОТЧЁТА.....	10
Раздел 1. Магматические комплексы конвергентных границ литосферных плит	
1.1.    Надсубдукционные офиолитовые комплексы юга Сибири и Монголии: состав минералов интрузивных, субвулканических и вулканических пород.....	10
Раздел 2. Внутриплитовые континентальные магматические комплексы	
2.1. Состав и генезис «свежих» кимберлитов из трубок Удачная-Восточная, Интернациональная и Мир.....	16
2.2. Геохимические и изотопные (Sr, Nd, Pb, O) типы источников и оценка мантийно-корового взаимодействия при формировании меловых магм Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области .....	21
2.3. Рудный потенциал пород неопротерозойского Лысанского щелочно- ультраосновного комплекса и изучение минералов платиновой группы в сульфидных каплях из перидотитов массива Желос, относящегося к неопротерозойскому барбитайскому комплексу (Восточный Саян) .....	36
2.4. Геологические и геохимические данные по позднепалеозойской жильной серии пород Северо-Байкальской щелочной провинции (Бурпалинский массив), стадийность процессов их образования .....	43
2.5. Амфиболсодержащие щелочные граниты Зашихинского месторождения (Восточный Саян) и оценка рудоносности пород.....	52
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (результаты за 2021-2025 г.г.) .....	59
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ .....	68
ПРИЛОЖЕНИЕ А Список публикаций по тематике проекта в 2021-2025 годах.....	78
ПРИЛОЖЕНИЕ Б Список конференций, в которых участвовали исполнители, 2025 г	84
ПРИЛОЖЕНИЕ В Список всех участников проекта, 2025 г .....	86

## РЕФЕРАТ

Отчет состоит из 86 стр., 31 рис., 2 табл., 100 источн., 3 прил.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** ОФИОЛИТЫ, КИМБЕРЛИТЫ, ЩЁЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ, БАЗИТЫ, ГРАНИТЫ

Цель проекта заключается в создании генетических моделей образования и эволюции ультраосновных-основных комплексов Сибирского кратона, его складчатого обрамления и связанных с ними рудно-магматических систем. Объектами исследования являются продукты эволюции мантийных и коровых магм в структурах Сибирского кратона и его складчатого обрамления. В ходе выполнения НИР в период 2025 г. получены следующие результаты:

Оливины высокомагнезиального состава кимберлитов из трубок Мир, Интернациональная и Удачная-Восточная имеют ксеногенное происхождение и представляют собой обломочный материал литосферной мантии. Высоко-Fe оливины из когерентного кимберлита массивной текстуры кристаллизовались непосредственно из кимберлитового расплава (Kostrovitsky et al., 2025).

На основе новых геохимических и изотопных (Sr, Nd, Pb, O) характеристик для меловых вулканитов Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области с учётом результатов предшествующих геолого-геохимических исследований предложен механизм взаимодействия расплавов, формирующихся из мантийных и коровых источников (Воронцов и др., 2025).

В сульфидных каплях из перидотитов массива Желос, относящегося к неопротерозойскому барбитайскому комплексу (Восточный Саян) среди микроскопических включений выявлены фазы Pd-Bi-Te, Os-Ru-As и Rh-As-S. Состав и взаимоотношения минералов платиновой группы с вмещающими минералами указывают на их образование при сборке наночастиц PGE-лигандов (Kolotilina et al., 2025).

Установлено сходство минералогических и вещественных характеристик двух типов амфиболсодержащих гранитов Зашихинского месторождения, которые формировались в рамках одного магматического события из общего источника и могут быть отнесены к бедным Ta-Nb-Zr-REE рудам месторождения (Алымова и др., 2025).

Область применения - обеспечение комплексного геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы Российской Федерации. Государственное задание по проекту за 2025 г. выполнено в полном объёме. По результатам исследований опубликованы 9 статей в рецензируемых журналах, в том числе 2 в журнале QI-II, 6 в журнале QIII-IV. Сделано 7 докладов на всероссийских и международных научных конференциях.

## ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ

В настоящем отчете о НИР применяют следующие сокращения и обозначения:

ПМ – примитивная мантия

ЦАСП – Центрально-Азиатский складчатый пояс

ЭПГ - элементы платиновой группы

ЮБВО – Южно-Байкальская вулканическая область

AB – щелочные базальты океанических островов

ARC - базальты островных дуг

BABB (back arc basin basalt) – базальты задуговых бассейнов

BSE – валовый состав Земли

Boп – бониниты

CAB – известково-щелочные базальты

CIPW – нормативный минеральный состав горных пород, рассчитанный методом В. Кросса, Дж. Иддингса, Л. Пирсона и Г. Вашингтона

DM – деплетированная мантия

D-MORB (depleted-type MORB) – деплетированный тип базальтов срединно-океанических хребтов

EMI и EMII – разновидности обогащенной мантии

FAB – преддуговые базальты

HFSE (High field strength elements) - высокочargedные элементы

HREE (Heavy rare earth elements) - тяжёлые редкоземельные элементы

G-MORB (garnet-influenced MORB) – базальты, образованные в результате частичного плавления деплетированного мантийного источника, характеризующегося присутствием гранат-содержащих мафитовых слоев

IAT – островодужные толеитовые базальты

LAB (Lithosphere-Asthenosphere Boundary) – литосферно-астеносферная граница

LREE (Light rare earth elements) - лёгкие редкоземельные элементы

Mg# ( $= \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \times 100\%$ ) – магнезиальность

MTB (medium-Ti basalt) - базальты со средним содержанием Ti

E-MORB (enriched-type MORB) – базальты срединно-океанических хребтов, обогащенного типа

N-MORB (Normal middle-ocean ridge basalts) - базальты срединно-океанических хребтов

OIB - базальты океанических островов

P-MORB (plume-type MORB) - базальты, образованные в плюм-проксимальных спрединговых хребтах

PREMA – умеренно деплетированная преобладающая мантия

REE (РЗЭ) – (Rare earth elements) - редкоземельные элементы

SSZ (supra subduction zone) – супрасубдукционная зона

SOPITA (South Pacific Thermal and Isotopic Anomaly) - Южно-Тихоокеанская тепловая и изотопная аномалия

TAS – total alkali – silica diagram ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ ) (сумма щелочей – кремнезем)

UCC - верхняя континентальная кора

$\epsilon\text{Nd}$  – эpsilon неодима

$\epsilon\text{Sr}$  – эpsilon стронция

## ВВЕДЕНИЕ

В 2025 году были продолжены геологические, геохимические и изотопные исследования основных-ультраосновных пород различного генезиса в структурах Сибирского кратона и его складчатого обрамления.

Целью исследований являлось создание генетических моделей образования и эволюции ультраосновных-основных комплексов Сибирского кратона, его складчатого обрамления и связанных с ними рудно-магматических систем. Научная тема исследования соответствует направлению фундаментальных и поисковых исследований «Геология твёрдых полезных ископаемых», раздел «Металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов».

Исследования 2025 года были направлены на изучение:

- 1) Минерало-геохимических особенностей кумулятов, даек и лав надсубдукционных офиолитов юга Сибири и Монголии;
- 2) Кимберлитов Якутской провинции и ксенолитов из кимберлитовых трубок;
- 3) Рифтогенных меловых магматических серий, формирующихся в пределах Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области;
- 4) Ультраосновных-основных пород массивов Лысанского и Барбитайского комплексов западной части Восточного Саяна;
- 5) Позднепалеозойской жильной серии пород Северо-Байкальской щелочной провинции (Бурпалинский массив);
- 6) Щелочных гранитов Зашихинского месторождения в пределах Восточно-Саянской редкометалльной зоны.

В ходе выполнения НИР в 2025 г. получены следующие результаты:

1) На примере надсубдукционных офиолитовых комплексов юга Сибири и Монголии установлено, что геохимия клинопироксена является важным индикатором для выявления родоначальных расплавов (бониниты, IAT, BABB) кумулятов офиолитов и установления их связи с дайками и лавами верхней части разрезов. Этот подход актуален для тех случаев, когда в офиолитовых разрезах сохраняются лишь нижние части океанической коры.

2) Установлено, что оливины высокомагнезиального состава в кимберлитах из трубок Мир, Интернациональная (Мирнинское поле) и Удачная-Восточная (Далдынское поле) имеют ксеногенное происхождение и представляют собой обломочный материал литосферной мантии. Оливины из когерентного кимберлита массивной текстуры, имеющие высоко-Fe состав, кристаллизовались непосредственно из кимберлитового расплава.

3) Выявлена смешанная (мантийная и коровая) природа меловых магм, формирующихся в пределах Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области.

4) Оценка рудного потенциала пород Лысанского щелочно-ультраосновного комплекса показала, что титаномагнетитовые руды из оливинитов могут быть пригодны для переработки с использованием современных схем обогащения и разрабатываться совместно с ильменитовыми рудами из пироксенитов.

5) Дополнена генетическая модель формирования жильной фазы Бурпалинского массива: мариуполиты → фойяиты → редкометалльные пегматиты Западной зоны → редкометалльные пегматиты Бритолитовой зоны → аляскиты и щелочные граниты → апатит-флюоритовые породы → карбонатиты.

6) Установлено, что близкие по минеральному и вещественному составу щелочные граниты с игольчатым и пойкилитовым амфиболом формировались в рамках одного магматического события из общего источника и могут быть отнесены к бедным Ta-Nb-Zr-REE рудам Зашихинского месторождения.

Необходимые аналитические исследования выполнялись в: ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» (ИГХ СО РАН, г. Иркутск), ЦКП МИИ (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), ЦКП «Геоспектр» (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ).

В состав научного коллектива исполнителей проекта в 2025 году входили: 4 доктора геолого-минералогических наук, 7 кандидатов геолого-минералогических наук. Доля исследователей в возрасте до 39 лет в общей численности исследователей составляет 40 %.

Работа по решению отдельных задач проекта ведётся в тесном сотрудничестве с представителями научных коллективов ИГЕМ РАН (г. Москва), ТГУ (г. Томск), СФУ (г. Красноярск), ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), ИЗК СО РАН (г. Иркутск), Китайского университета нефти (Пекин, КНР), Канадских университетов Торонто и Карлтон (Онтарио, Канада).

Область применения - обеспечение комплексного геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы Российской Федерации. Государственное задание по проекту за 2025 г. выполнено в полном объёме. По результатам исследований опубликованы 9 статей в рецензируемых журналах, в том числе 2 в журнале QI-II, 4 в журнале QIII-IV. Сделано 11 докладов на всероссийских и международных научных конференциях.

Перечень подготовленных промежуточных отчетов за 2021-2024:

Этап 1 (с 11.01.2021 по 30.12.2021). Регистрационный номер НИОКТР: 222022100003-0.



Этап 2 (с 11.01.2022 по 30.12.2022). Регистрационный номер НИОКТР:  
223020800471-5.

Этап 3 (с 01.01.2023 по 31.12.2023). Регистрационный номер НИОКТР:  
224021800021-8.

Этап 4 (с 01.01.2024 по 31.12.2024). Регистрационный номер НИОКТР:  
225021310033-2.

## ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ ОТЧЁТА

### Раздел 1 Магматические комплексы конвергентных границ литосферных плит

#### 1.1 Надсубдукционные офиолитовые комплексы юга Сибири и Монголии: состав минералов интрузивных, субвулканических и вулканических пород

Задача выявления состава родоначальных расплавов и их дальнейшей эволюции является одной из ключевых при изучении офиолитовых комплексов. В ряде случаев наблюдается сходство геохимии кумулятов и лав (даек) офиолитов, выражающееся в особенностях нормированных мультиэлементных спектров. Однако, использование только геохимических особенностей не позволяет уверенно утверждать о связи кумулятов с породами верхних частей разреза офиолитовых комплексов из-за разделения редких элементов в соответствии с их коэффициентами распределения при фракционировании кристаллов в магматической камере и сопутствующего изменения состава расплавов. Более надежным критерием установления общности является состав минералов. Клинопироксен наиболее устойчив среди силикатов при вторичных изменениях базитов и зачастую сохраняется в породах офиолитовых комплексов. Состав клинопироксена (в том числе распределение редких элементов) из пород надсубдукционных офиолитов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) был изучен в комплексах Восточного Саяна (Восточная Сибирь), Джидинского и Адацагского террейнов (Монголия).

Офиолиты Восточного Саяна (Тувино-Монгольский микроконтинент) имеют мезопротерозойский возраст (1020 млн. лет) и включают тектонические пластины всех частей офиолитового разреза. По обширному распространению пород бонинитовой серии и присутствию базальтов островодужной толеитовой серии ранее был сделан вывод о формировании офиолитов Восточного Саяна в надсубдукционной обстановке [1,2], в преддуговой области на начальных стадиях субдукции [3].

Кумуляты расслоенного комплекса и изотропные («верхние») габбро изучены на Оспинском, Ильчирском, Дунжугурском участках, породы дайкового комплекса и лавы – на Ильчирском и Дунжугурском участках офиолитов Восточного Саяна. Кумуляты представлены серией верлит–вебстерит–габбро–норит. Клинопироксен в них соответствует высоко-Mg# диопсиду с низким содержанием  $TiO_2$  и умеренным содержанием  $Al_2O_3$ . Клинопироксен из даек и лав сохраняется не так часто, и представлен подобными высоко-Mg#, низко Ti диопсидами, с низкими и умеренными содержаниями  $Al_2O_3$ .

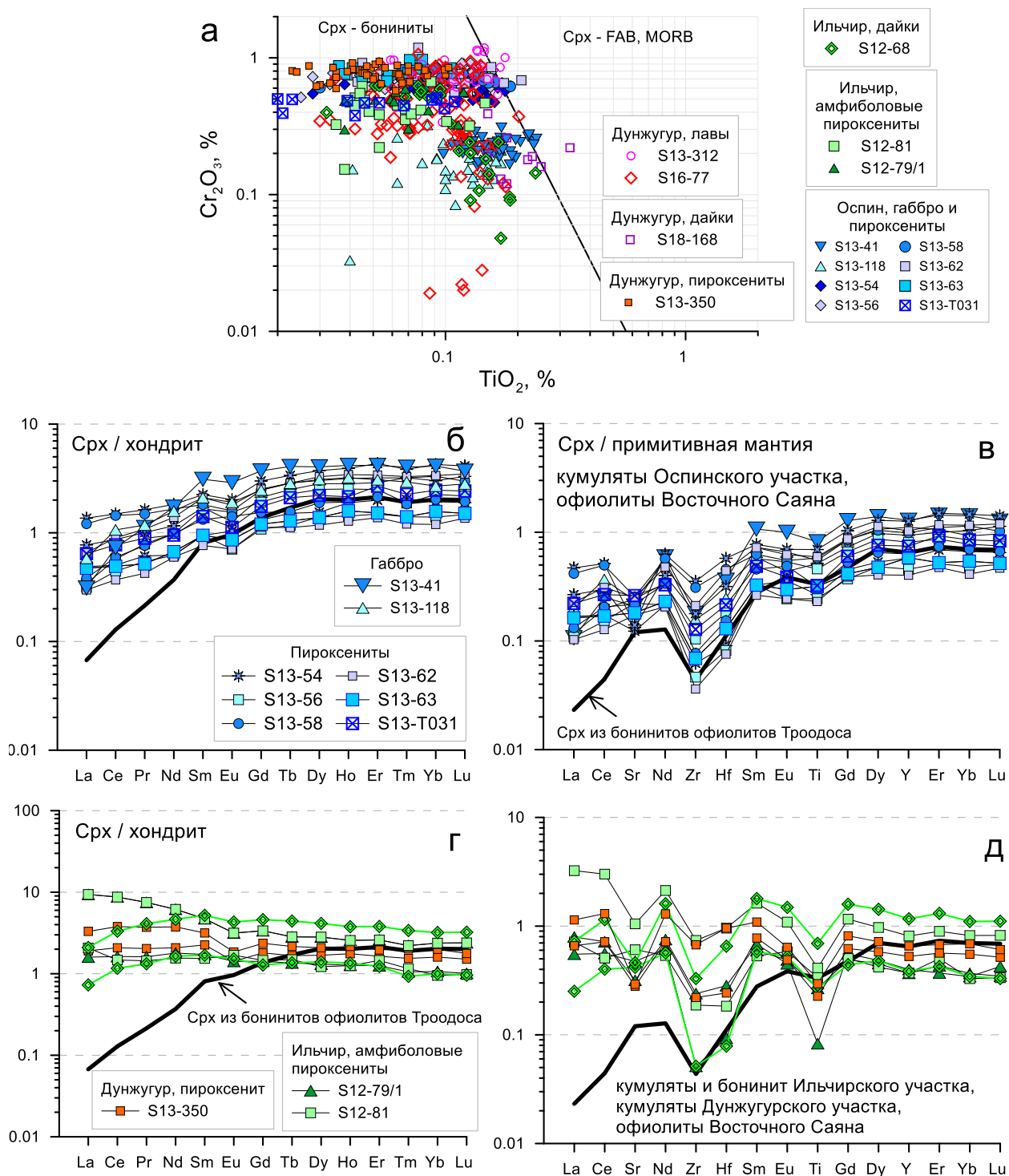


Рисунок 1 - Состав клинопироксена из кумулятов, даек и лав офиолитов Восточного Саяна (Оспинский, Ильчирский, Дунжугурский участки)

а. Распределение  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в клинопироксене из кумулятов, лав и даек офиолитов Восточного Саяна. Диаграмма и граничная линия составов клинопироксена из бонинитов, MORB и FAB – по [4]. б, в. Распределение редкоземельных и редких элементов в клинопироксене из габбро и пироксенитов Оспинского участка. г, д. Распределение редкоземельных и редких элементов в клинопироксене из амфиболовых пироксенитов и бонинита Ильчирского участка, и из пироксенита Дунжугурского участка. Для сравнения показан состав клинопироксена из бонинитов офиолитов Троодоса [5]. Составы хондрита и примитивной мантии по [6].

В недавней работе [4] предложена диаграмма  $\text{TiO}_2 - \text{Cr}_2\text{O}_3$  для разделения клинопироксенов бонинитов и преддуговых базальтов (FAB) или MORB. На ней точки состава клинопироксена из кумулятов, лав и даек офиолитов Восточного Саяна находятся в поле клинопироксена из бонинитов (рисунок 1а). Клинопироксен из кумулятов имеет высокий уровень  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , а клинопироксен из лав показывает бимодальное распределение  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и, по-видимому, был частично захвачен из магматической камеры, где кристаллизовались кумуляты.

Клинопироксены из кумулятов Оспинского участка офиолитов Восточного Саяна показывают обеднение LREE, минимумы Zr-Hf, слабый минимум Ti, а также минимум Sr в габброидах, указывающий на равновесие с плагиоклазом (рисунок 1 б, в). Проанализированный клинопироксен из амфиболовых пироксенитах и дайках бонинитов Ильчирского участка, а также пироксенитов Дунжугурского участка отличается обогащением LREE, заметными минимумами Zr-Hf и Ti, часто имеет минимум Sr (рисунок 1 г, д). Это указывает на различный состав родоначальных расплавов для кумулятов. На Ильчирском и Дунжугурском участках большая часть кумулятов кристаллизовалась из бонинитового расплава. По-видимому, кумуляты Оспинского участка кристаллизовались из расплавов примитивных островодужных толеитов (IAT). Интересно отметить, что по редкоземельному составу клинопироксен кумулятов Оспинского участка офиолитов Восточного Саяна очень близок  $\text{Sr}_\text{Hf}$  из низко-Ti пикритов и базальтов (IAT) Адацагского комплекса (рисунок 2 б, в).

Офиолиты Адацагского террейна Монголо-Охотского орогенного пояса сформировались в результате закрытия одноименного палео-океана. Ранее установлено, что в Адацагском офиолитовом комплексе присутствуют базиты двух геохимических типов. Умеренно-Ti тип представлен лавами толеитовых базальтов и редкими дайками долеритов. Они характеризуются распределением несовместимых элементов без аномалий HFSE, и были интерпретированы как преддуговые базальты (FAB) [7], либо как базальты задуговых бассейнов (BABV) [8]. Низко-Ti тип представлен лавами и дайками пикритов, пикробазальтов, базальтов, которые по геохимическим особенностям аналогичны островодужным толеитовым базальтам (IAT).

Клинопироксен представлен диопсидом с варьирующими содержаниями  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . На диаграмме  $\text{TiO}_2 - \text{Cr}_2\text{O}_3$  точки составов клинопироксена из низко-Ti серии лав и даек находятся в поле клинопироксена из бонинитов (рисунок 2а), поскольку характеризуется низкими содержаниями  $\text{TiO}_2$ . Клинопироксен в большинстве образцов умеренно-Ti серии лав и даек не сохранился, за исключением одного изученного образца, в котором клинопироксен соответствует клинопироксену MORB или FAB (рисунок 2а).

Кроме того, умеренно-Ti серии лав и даек комагматичны кумуляты – пироксениты и габбро, клинопироксен из которых имеет большее содержание  $TiO_2$  и соответствует Cpx из MORB или преддуговых базальтов (рисунок 2а).

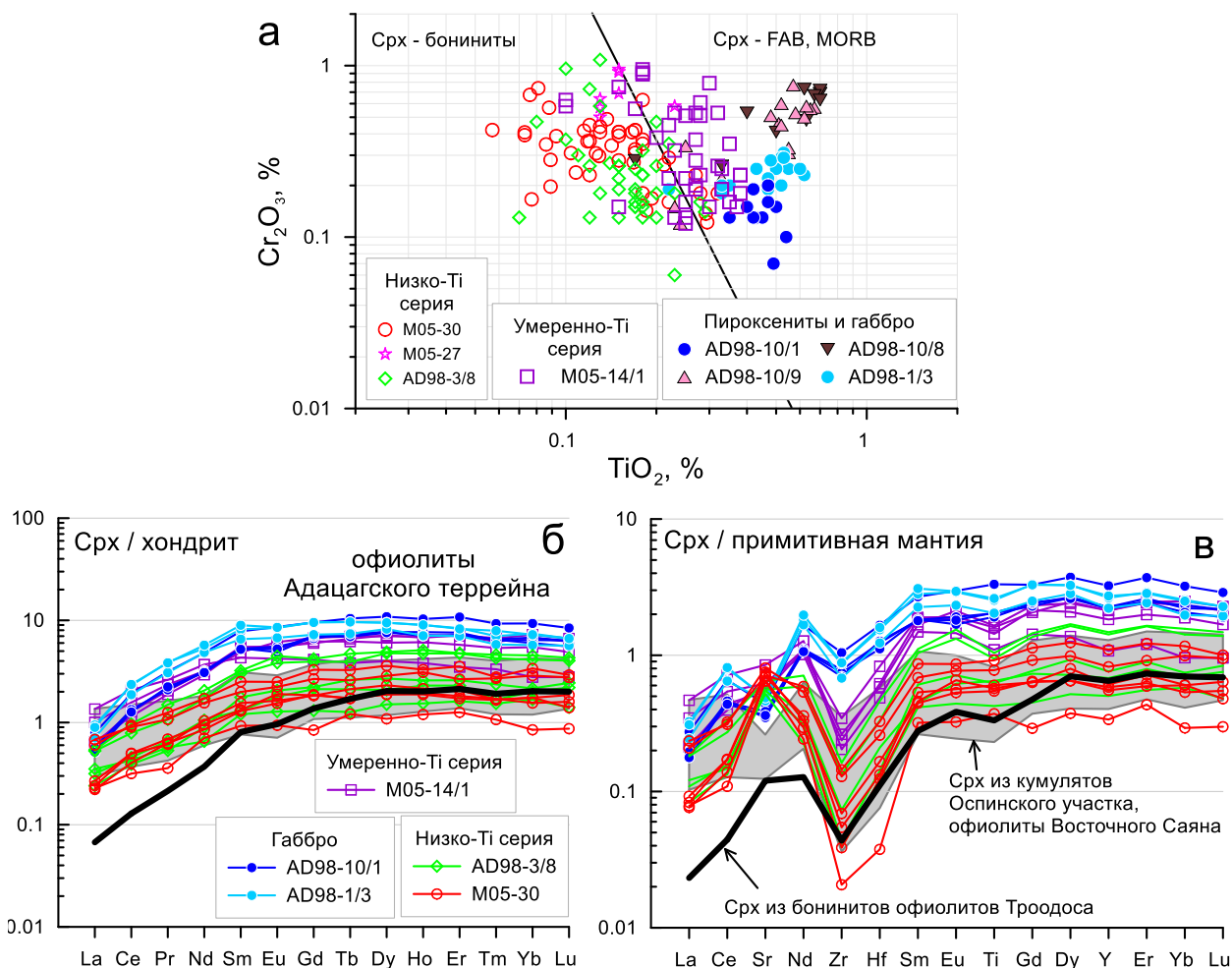


Рисунок 2 - Состав клинопироксена из кумулятов, даек и лав офиолитов Адацагского комплекса

а. Распределение  $TiO_2$  и  $Cr_2O_3$  в клинопироксене из кумулятов, лав и даек офиолитов Адацагского комплекса. Диаграмма и граничная линия составов клинопироксена из бонинитов, MORB и FAB – по [4]. б, в. Распределение редкоземельных и редких элементов в клинопироксене из габбро, лав умеренно-Ti серии, лав и даек низко-Ti серии Адацагского комплекса. Для сравнения показан состав клинопироксена из бонинитов офиолитов Троодоса [5] и кумулятов Оспинского участка офиолитов Восточного Саяна. Составы хондрита и примитивной мантии по [6].

Клинопироксен из пикритов и базальтов низко-Ti серии Адацагского комплекса показывает наименьшие уровни содержаний REE, максимумы Sr и выраженные минимумы Zr-Hf (рисунок 2 б, в). Напротив, клинопироксен из габбро, которые кристаллизовались из базальтов умеренно-Ti серии, показывает большие уровни REE, менее выраженные минимумы Zr-Hf, а также минимумы Sr – результат совместной кристаллизации с плагиоклазом в магматической камере. Более высокий уровень содержаний несовместимых

элементов в клинопироксене из габбро согласуется с их кристаллизацией из BABB-подобных толеитовых базальтов умеренно-Ti серии, а не из IAT пикритов и базальтов низко-Ti серии, обедненных REE.

Джидинский террейн ЦАСП содержит фрагменты одноименной палео-островодужной системы, включающей надсубдукционные офиолитовые комплексы, орогенные массивы перидотитов, вулканиты и интрузивные комплексы [9]. В Северной Монголии в Баянгольском серпентинитовом меланже присутствуют блоки бонинитовых лав и пироксенитов [10,11]. Бониниты содержат обильные вкрапленники клинопироксена, который по соотношениям  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  соответствует клинопироксенам из бонинитов (рисунок 3а) и также имеет умеренные содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Края вкрапленников и микролиты клинопироксена имеют пониженную  $\text{Mg}\#$  (до 30-50), очень низкое содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ( $<0.01\%$ ). Клинопироксен из пироксенитов по соотношениям  $\text{Mg}\#$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  аналогичен центральным частям вкрапленников бонинитов (рисунок 3а), что указывает на комагматичную связь блоков пироксенитов и бонинитов в Баянгольском серпентинитовом меланже.

Клинопироксен из бонинитов Баянгольского серпентинитового меланжа обеднен LREE, имеет минимумы Zr-Hf и Ti (рисунок 3 б, в). По распределению редких элементов клинопироксен бонинитов Баянгольского меланжа аналогичен клинопироксену бонинитов офиолитов Троодоса [5], что указывает на близкий состав этих пород и сходные механизмы их формирования, вероятно в обстановке зарождения субдукции [12].

Таким образом, изучение состава клинопироксена в кумулятах, лавах и дайках офиолитовых комплексов позволяет выявить состав родоначальных расплавов для кумулятов и установить их связь с дайками и лавами – породами верхней части разреза надсубдукционных офиолитов. Этот подход особенно актуален для тех случаев, когда сохраняются лишь нижние части офиолитового разреза.

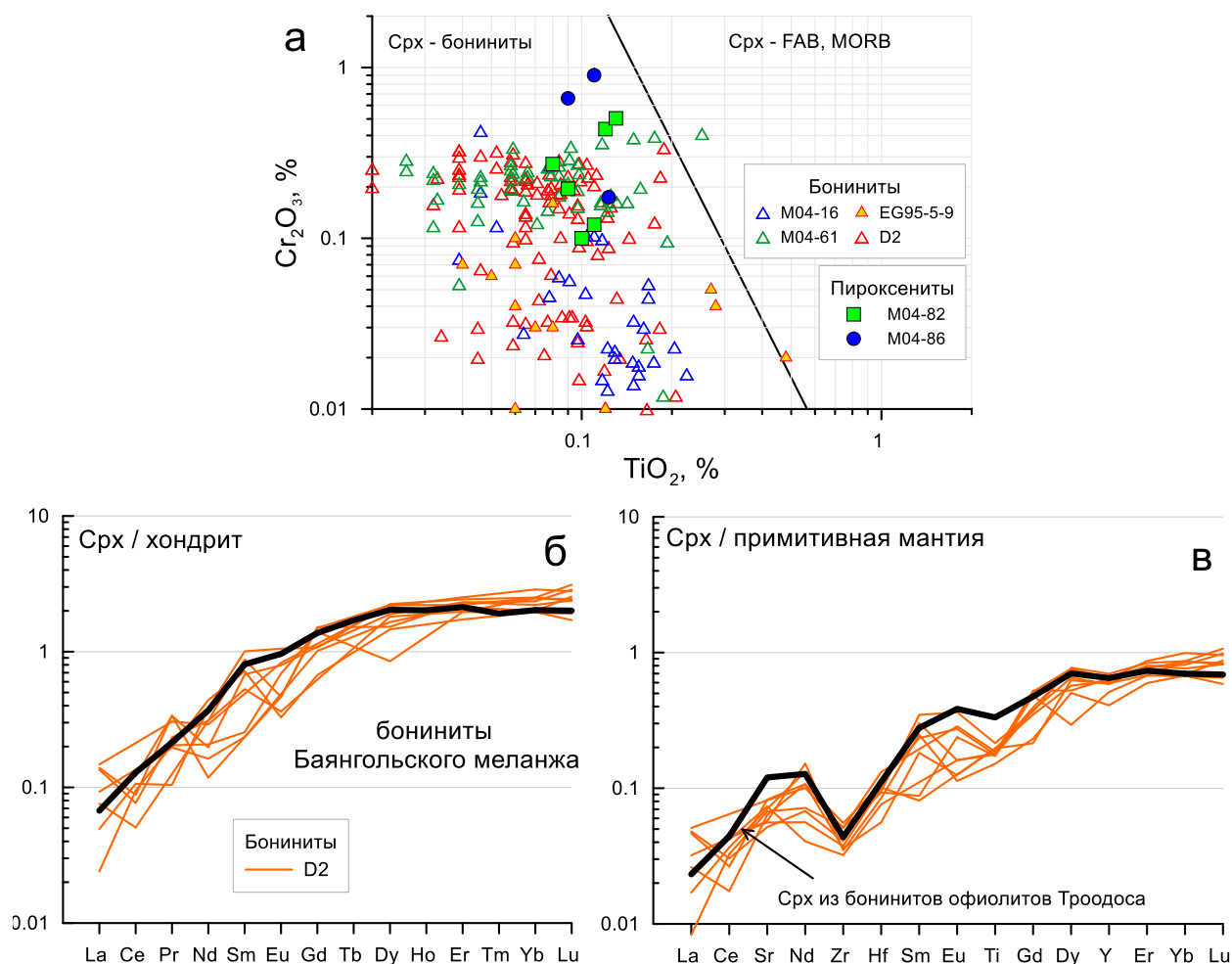


Рисунок 3 - Состав клинопироксена из бонинитов и пироксенитов в Баянгольском серпентинитовом меланже, Джидинский террейн

а. Распределение  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в клинопироксене из фрагментов бонинитов и пироксенитов в Баянгольском меланже. Диаграмма и граничная линия составов клинопироксена из бонинитов, MORB и FAB – по [4]. Состав клинопироксена из образца EG95-5-9 – из работы [11]. б, в. Распределение редкоземельных и редких элементов в клинопироксене из бонинитов в Баянгольском меланже. Для сравнения показан состав клинопироксена из бонинитов офиолитов Троодоса [5]. Составы хондрита и примитивной мантии по [6].

## **Раздел 2 Внутриплитовые континентальные магматические комплексы**

### **2.1 Состав и генезис «свежих» кимберлитов из трубок Удачная-Восточная, Интернациональная и Мир**

Кимберлиты являются гибридными породами глубинного происхождения, в становлении которых сыграли большую роль как магматические, так и метасоматические процессы. Также их формирование начиналось в мантийных условиях, завершалось в приповерхностных условиях и часто происходило в несколько стадий. В кимберлитовых породах часто присутствуют серпентин и карбонат, что свидетельствует о широком развитии низкотемпературных вторичных процессов с участием флюидов на завершающей стадии внедрения. В связи с этим особое значение для изучения механизмов зарождения и становления кимберлитов, их связи с алмазоносностью приобретают образцы, в которых фиксируется наименьшее влияние вторичных процессов.

Такие наименее измененные вторичными процессами кимберлиты содержат малое количество серпентина и незамещенный оливин. Они наблюдались в карьере трубки Удачная-восточная (глубина 400-500 метров) и в керне буровых скважин трубок Интернациональная и Мир (глубине 700-800 метров). Их наличие позволяет сделать предположение о составе и генезисе указанных пород.

Трубка Мир вместе с рядом расположенной трубкой Спутник и тремя жилами образуют единую субвулканическую систему. На основе фактического материала, полученного при отработке месторождения, рудничные геологи предположили [13], что в формировании трубки Мир участвует шесть типов кимберлитов, каждый из которых отвечает самостоятельной фазе внедрения. Мнение о многофазности внедрения кимберлитовой трубки Мир было поддержано исследовательской группой Института земной коры [14]. В целом в южных полях Якутской кимберлитовой провинции доминируют пирокластические разновидности кимберлитов.

Указанные горизонты неизменённых пород соответствуют уровням выхода поверхностных источников соли NaCl: или рассолов на горизонтах 400-500 м. в трубке Удачная-восточная, или мощных слоев эвапоритовой толщи. Поэтому была высказано предположение, что сохранность от процесса серпентинизации была обусловлена тормозящим воздействием NaCl из рассолов. Наиболее вероятным является предположение, что именно поверхностные соли (а не глубинного происхождения) являются основным источником Na–Cl минерализации в кимберлитах с неизменённым оливином [15]



Изучен химический и микроэлементный состав кимберлитов трубок Удачная-восточная, Интернациональная и Мир с указанных выше горизонтов. На рисунке 4 представлены фотографии неизмененных серпентинизацией кимберлитов Мирнинского поля, на рисунке 5 - фотографии кимберлитов трубки Удачная.

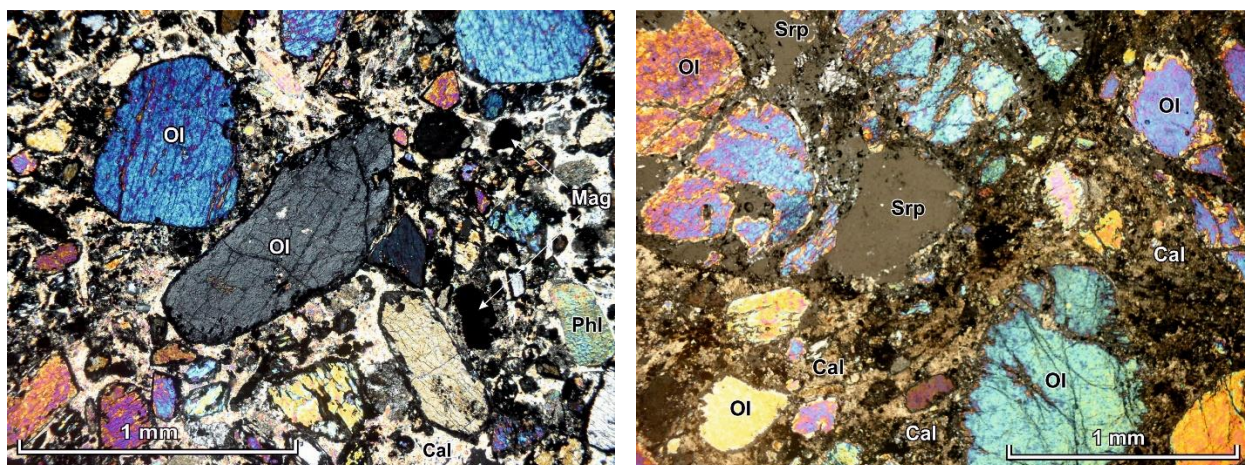


Рисунок 4 - Фотографии шлифов кимберлитовых пород Мирнинского поля  
А - Трубка Мир. Микрофотография шлифа. Образец 596-824. Скв. 596, глубина 824 м. Порфировый (когерентный) кимберлит. Субидiomорфные микрокристы Ol в существенно карбонатной основной массе. Поляризаторы скрещены. Б - Трубка Интернациональная. Обр. 01-156-2, глубина около 700 м. Когерентный кимберлит, частично серпентинизированный. Резорбированные макрокристы Ol находятся в основной массе существенно карбонатного состава. Поляризаторы скрещены.

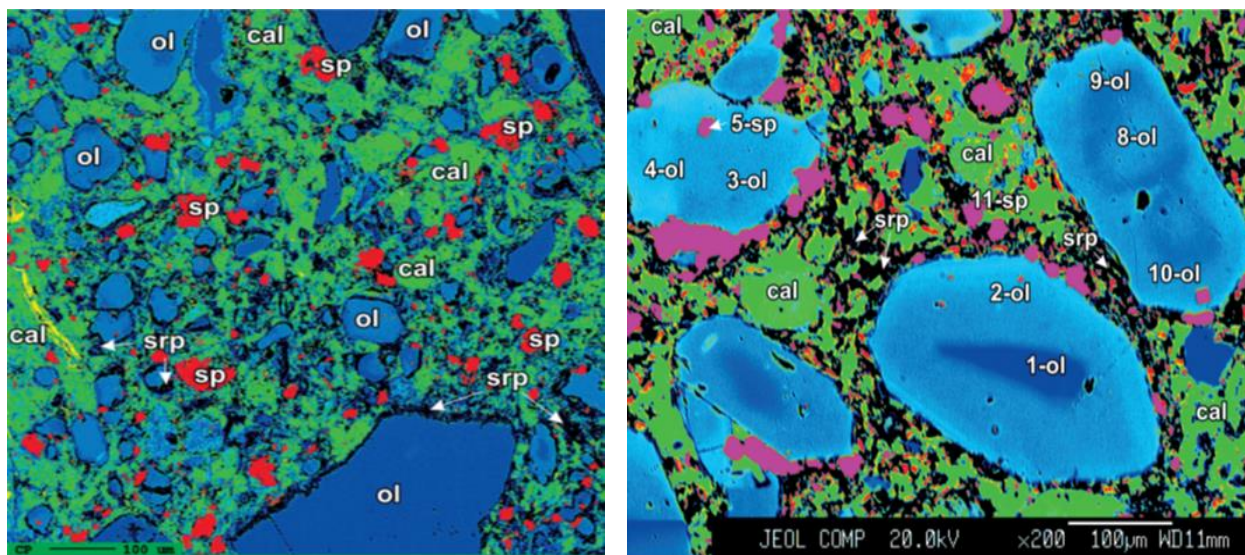


Рисунок 5 - Фотографии микро (СОМРО) кимберлитов трубки Удачная

По химическому составу кимберлиты из трубок Мир и Удачная-восточная относятся к магнезиально-железистому (Mg-Fe) петрохимическому типу, а из трубки Интернациональная – к высоко-магнезиальному (high-Mg) типу. Отличительной особенностью состава неизмененных серпентинизацией кимберлитов являются низкое содержание  $H_2O$  (<2,0 мас. %), существенно карбонатный состав основной массы (рисунок

4-5) и относительно высокая концентрация некогерентных элементов (рисунок 6). Обращает на себя внимание независимость микроэлементного состава от петрохимического типа кимберлита. И этот факт подтверждает генетический вывод о формировании разных петрохимических типов кимберлита в результате захвата одним и тем же начальным кимберлитовым расплавом-флюидом разных по составу пород литосферной мантии. Все трубки являются многофазными, представленными пирокластическими (преимущественным образом) и когерентными разновидностями кимберлита. На рисунке 6 представлен геохимический состав изученных образцов кимберлита.

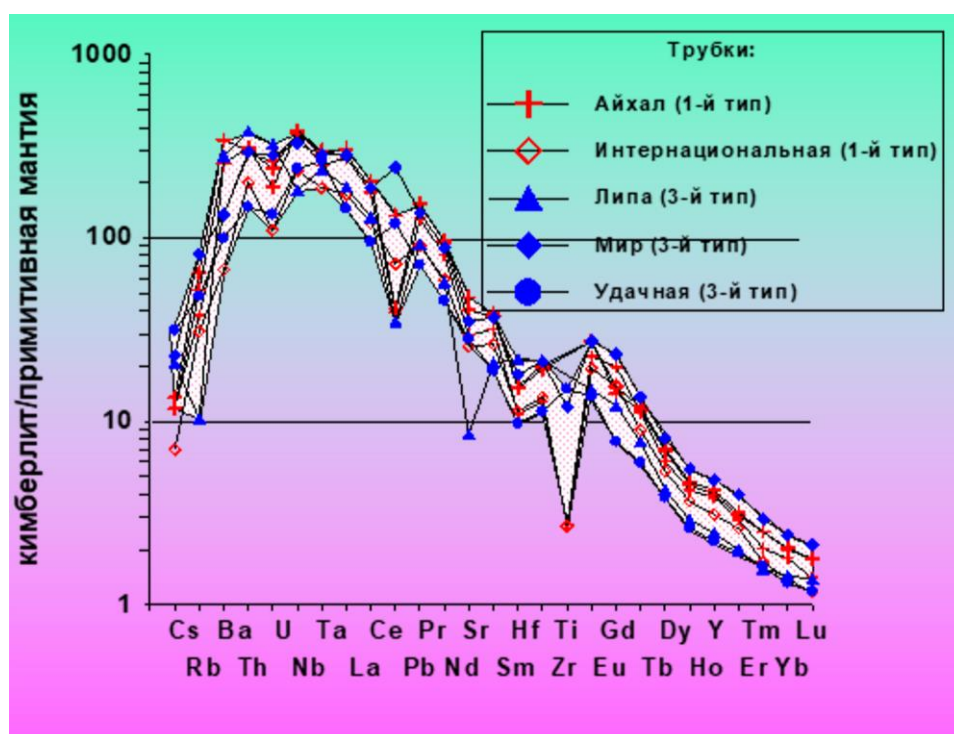


Рисунок 6 - Распределение редких элементов в высоко-Mg (1-й тип) и Mg-Fe (3-й тип) [16] типах кимберлита

Особое внимание было уделено морфологии и химическому составу оливина. Оливин является доминирующей минеральной фазой кимберлитовых пород, составляющий в неизмененных разновидностях пород более 50%. По морфологии и размеру выделяются 3 генерации оливина:

- 1 – размером  $> 0.5-1.0$  мм является наиболее распространенной;
- 2 – размером  $< 0.5-1.0$  мм и характеризуется более высоко-Fe составом по сравнению с Ol 1-й генерации из одной и той же фазы внедрения;
- 3 - развивается по оливинам 1 и 2 генераций в виде зонки неправильной формы в результате процесса десерпентинизации. Химический состав изученного оливина представлен на рисунках 7 и 8.

Оливины из всех трех изученных трубок характеризуются составом, варьирующим в широком (примерно одинаковом) интервале изменчивости значения  $Mg\#$  (рисунок 7-8). В целом оливин из кимберлитов характеризуется широким диапазоном вариации составов (по значению  $Mg\#$  (97 - 76%). Для оливина из мантийных пород  $Mg\#$  варьирует в интервале 88-95%. Для изученных полей доминирующий объем состава ОI является относительно высоко-Fe, в то время как литосферная мантия представлена преимущественно высоко-Mg породами. Построенные гистограммы распределения значений коэффициентов магнезиальности ( $Mg\# = Mg/(Mg+Fe) \times 100$ ) для оливинов из двух источников - макрокристаллитов и мантийных ксенолитов демонстрируют явное различие между ними. Диапазон вариации значений  $Mg\#$  для макрокристаллитов оливина составляет 83-94 %, а для оливина из мантийных ксенолитов – 90-95 %. Следует, однако, отметить, что диапазон вариации значений  $Mg\#$  для оливина из трубки Удачная - восточная, составляющий 86-92 % в значительной своей части совпадает с диапазоном для макрокристаллитов оливина из этой же трубки и, таким образом, эта часть оливинов могла явиться источником для микрокристаллитов, но не для макрокристаллитов оливина из трубок Мир и Интернациональная, в которых деформированные лерцолиты и низкохромистая ассоциация минералов отсутствуют.

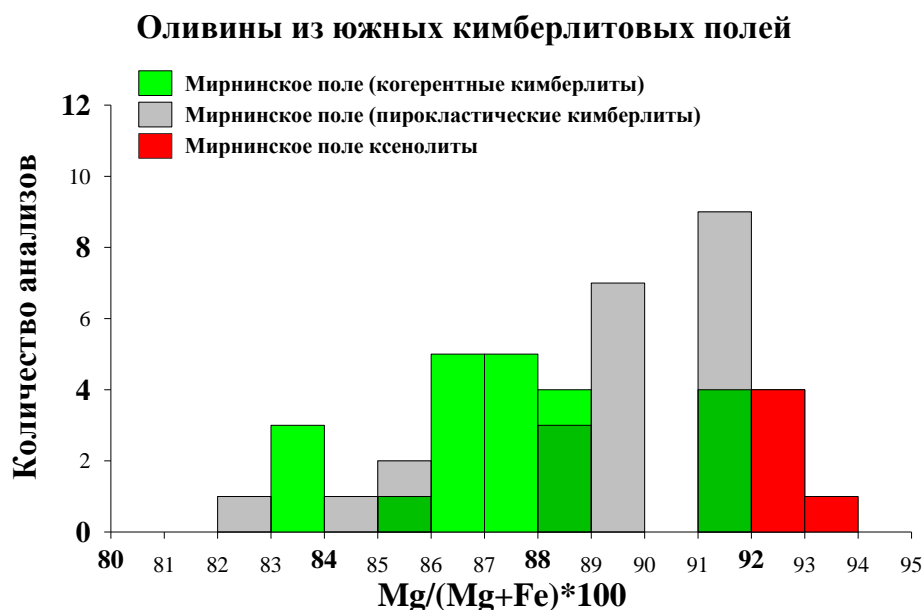


Рисунок 7 - Гистограмма значения  $Mg\#$  для оливина из южных алмазоносных полей (Мирнинское поле). Данные для мантийных ксенолитов - по [17.18]



### Оливины из южных кимберлитовых полей

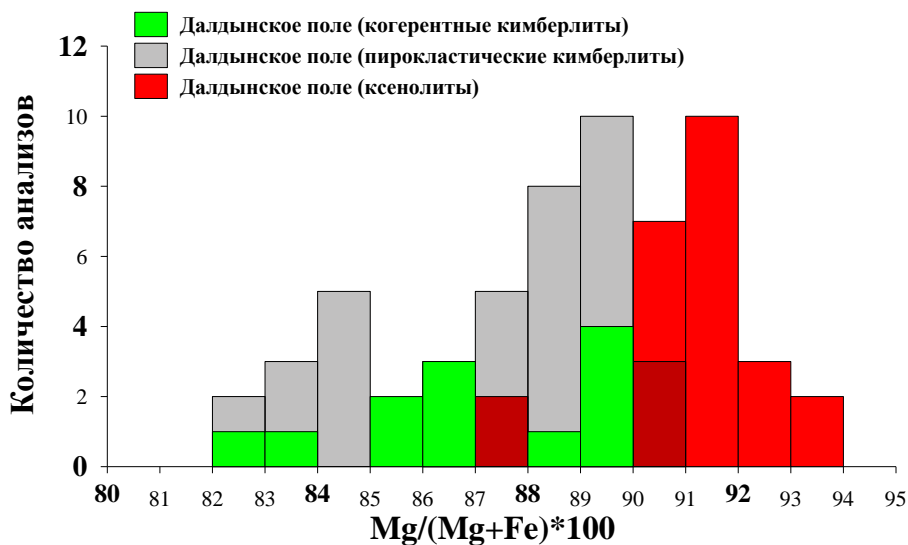


Рисунок 8 - Гистограмма значения  $Mg\#$  для оливина из южных алмазоносных полей (Далдынское поле) Данные для мантийных ксенолитов - по [17.18.19]

Выделяются две основные точки зрения на образование оливина в кимберлитах – 1) результат дезинтеграции перидотитовых пород литосферной мантии - ксенокристы; 2) кристаллизация значительной части оливина из кимберлитового расплава - фенокристы [20,21]. Сложность заключается в том, что геологическое происхождение макро-и мегакристов оливина (в отличие от ксенолитов) неизвестно. Морфология зерен, степень их идиоморфизма, как показывают петрографические исследования, не всегда позволяют четко разграничить эти разновидности. Изучение химического состава оливина без признаков серпентинизации позволяет разграничить оливины мантийного происхождения и фенокристаллов, а месторождения алмазвл являются удобным объектом для изучения.

Оливины 1-й генерации образуют макро-, мегакристы разного происхождения. В когерентном кимберлите массивной текстуры доминирует Ol, имеющий высоко-Fe состав, который кристаллизовался из кимберлитового расплава. Высоко-Mg оливины, выполняющие пирокластические и вулканокластические кимберлиты, имеют ксеногенное происхождение и представляют собой обломочный материал литосферной мантии [22]. В южных алмазоносных кимберлитовых полях (Мирнинском и Далдынском) доминируют пирокластические разновидности кимберлитов. Оливин из данной группы пород отличаются широкими вариациями значений  $Mg\#$ , что потенциально может являться одним из критериев алмазоносности кимберлитовых тел.

## **2.2 Геохимические и изотопные (Sr, Nd, Pb, O) типы источников и оценка мантийно-корового взаимодействия при формировании меловых магм Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области**

### **Геологические сведения, меловые магматические события**

Удинский сектор (рисунок 9) является одним из центральных фрагментов Западно-Забайкальской рифтовой области (ЗЗРО) [23] и охватывает территорию около 20 000 км<sup>2</sup>, протягиваясь от низовьев р. Уда до Еравнинских озёр и бассейна р. Заза на расстояние около 250 км. В пределах сектора формировались среднеюрские-эоценовые вулканиты [24]. Толщи вулканических пород, как правило, залегают на позднерифейском-палеозойском складчатом фундаменте, вещественные характеристики которого приведены в ряде публикаций [25,26,27]. В Удинском секторе выделяются три впадины: Удинская, Еравнинская и Зазинская.

В ходе формирования магматических пород Удинского сектора особую роль играют меловые события, поскольку вулканиты этого возрастного уровня, в отличие от средне-позднеюрских вулканических толщ, распространены внутри впадин или на их бортах, что указывает на связь магматизма с внутриконтинентальным рифтогенезом. Все меловые магматические этапы Удинского сектора объединяются в две различающиеся объемами вулканитов стадии активности: раннемеловую и позднемеловую.

Наиболее масштабные излияния лав происходили в начале раннего мела (143–135 млн лет). В это время образовывалась ассоциация трахибазальтов и трахиандезибазальтов, отвечающая возрасту пород хилокской свиты. Вулканиты выделяются морфологически в виде лавового плато, фрагменты которого прослеживаются в разных сегментах изученных впадин.

Наиболее полный разрез хилокской свиты вскрыт в центральной части Удинской впадины, вдоль долины р. Эгита. Здесь вулканиты формируют обширное лавовое поле, состоящее из серии полого залегающих потоков. В нижней части разреза преобладают трахибазальтовые лавобрекчии и пористые трахибазальты-трахиандезибазальты, переходящие выше в плотные афировые разновидности. Общая мощность лавового поля оценивается в 400–450 м.

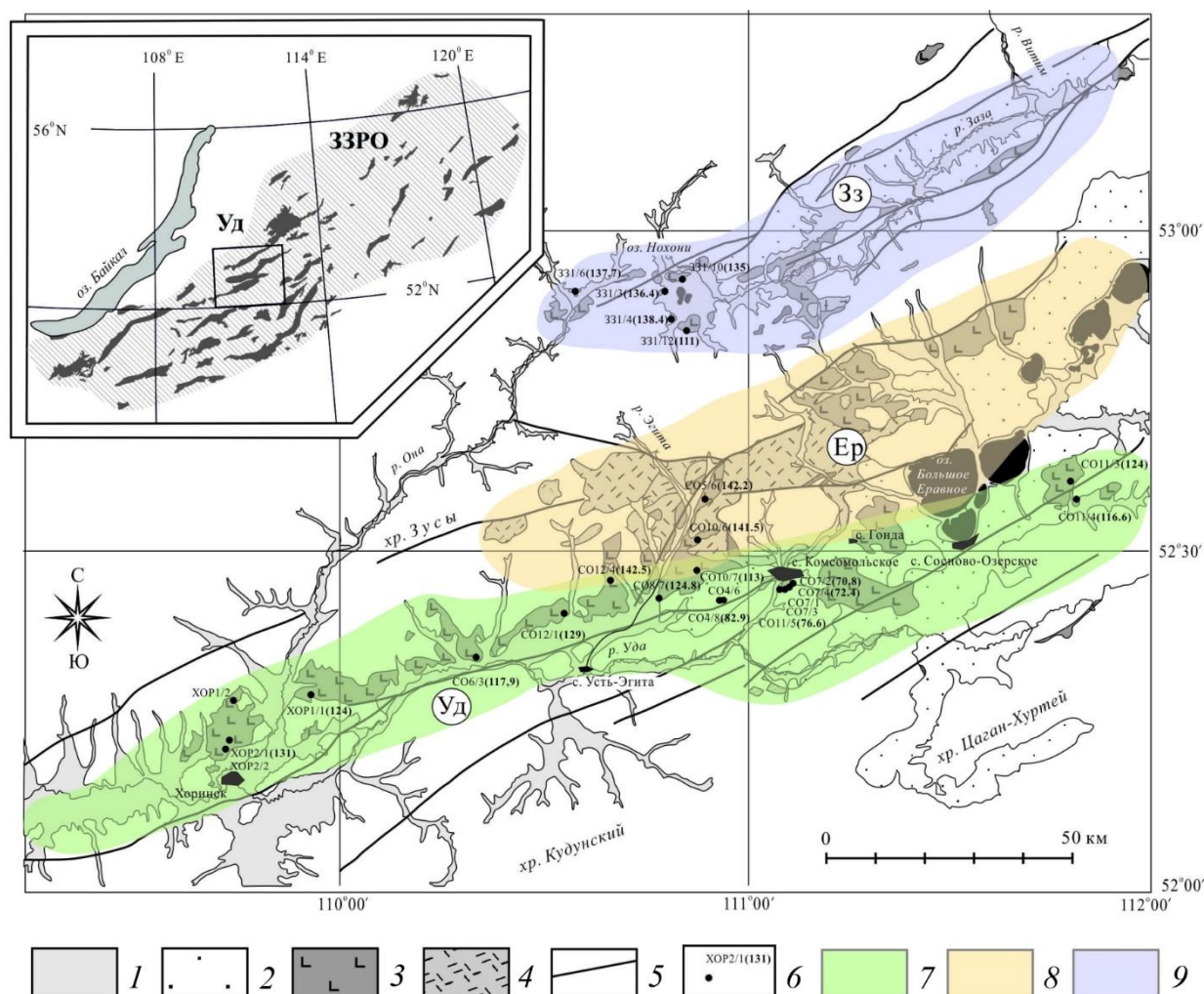


Рисунок 9 - Схема геологического строения Удинского сектора. Составлена по [28,24] с упрощениями

Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – поздний мел-палеогеновые осадочные породы; 3 – мел-эоценовые вулканиты; 4 – средне-позднеюрские вулканиты; 5 – разломы; 6 – места опробования и индексы проб, в скобках указан возраст (млн лет), 7-9 – области распространения вулканитов в пределах впадин: 8 – Удинской (Уд); 8 – Еравнинской (Ер); 9 – Зазинской (Зз).

На врезке косой штриховкой показана Западно-Забайкальская рифтовая область (ЗЗРО), в прямоугольнике выделен Удинский сектор (Уд).

В Зазинской впадине вулканиты представлены трахибазальтами с редкими прослоями шлаков, бомб и лавобрекчий. Мощность толщ здесь не превышает 200 м. Судя по тому, что в основании лавовых толщ этапа отсутствуют терригенные породы, а также по обычному согласному перекрытию вулканических пород осадками раннего мела, вулканизм и грабенообразование протекали одновременно. В то же время имеющиеся возрастные оценки позволяют предполагать две фазы активности. Более раннюю представляют вулканические толщ Удинской и Еравнинской впадин, сформированные в интервале 143–141 млн лет. Позднее, в интервале 138–135 млн лет, произошли излияния в

Зазинской впадине. В середине–конце раннего мела (131–111 млн лет) вулканическая активность существенно снижается. В это время формировались незначительные по размерам пространственно разобщенные лавовые поля трахибазальтов, трахиандезибазальтов и ассоциирующих с ними щелочных нефелиновых базальтов с характерной для них столбчатой (карандашной) отдельностью, а также гиалокластиты и шаровые лавы трахибазальтов. Вулканисты с несогласием перекрывают вулканические толщи средней, поздней юры и начала раннего мела, либо залегают на домезозойском фундаменте. В Удинской впадине они формировались в интервале 131–113 млн лет, возможно в последовательности нескольких импульсов, в Еравнинской впадине – в интервале 124–117 млн лет, в Зазинской впадине к этому интервалу приближен возраст (111 млн лет) трахиандезибазальтов.

Позднемеловой возраст имеют вулканисты, распространённые только в области сочленения Удинской и Еравнинской впадин. Их объём на 3 или даже 4 порядка меньше объёма раннемеловых магматических продуктов. Здесь в начале позднего мела (83–78 млн лет) были образованы небольшие по площади (до 1 км<sup>2</sup>) вулканические поля оливиновых трахибазальтов и щелочных базальтов. Они распространены в окрестностях с. Гонда и р. Гавриловка, залегая с размывом на раннемеловых вулканистах. В конце позднего мела (72–71 млн лет) произошло формирование щитового вулкана, сложенного меланефелинитами в окрестностях с. Комсомольское. Центральная часть вулкана представлена небольшой (250×150 м), вытянутой с запада на восток лавовой экструзией, сложенной черными стекловатыми нефелиновыми базальтами. По его периферии лавы сменяются выходами гиалокластитов, которые с несогласием налегают на меловые песчаники.

Раннемеловые вулканисты проявлены во всех трёх впадинах сектора, что даёт возможность оценивать изменчивость изотопно-геохимических характеристик близко-одновозрастных пород по площади Удинского сектора и роль вещества континентальной коры в магмообразовании.

### **Петрохимическая характеристика вулканистов**

На классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (рисунок 10) точки составов раннемеловых и позднемеловых ассоциаций образуют разные кластеры. Так, в раннемеловых ассоциациях преобладают трахибазальты и трахиандезибазальты ( $\text{SiO}_2 \approx 47\text{--}53.5$  мас. %,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \approx 5.8\text{--}8.0$  мас. %). Кроме того, в них участвуют щелочные базальты Удинской впадины ( $\text{SiO}_2 \approx 47\text{--}48$  мас. %).

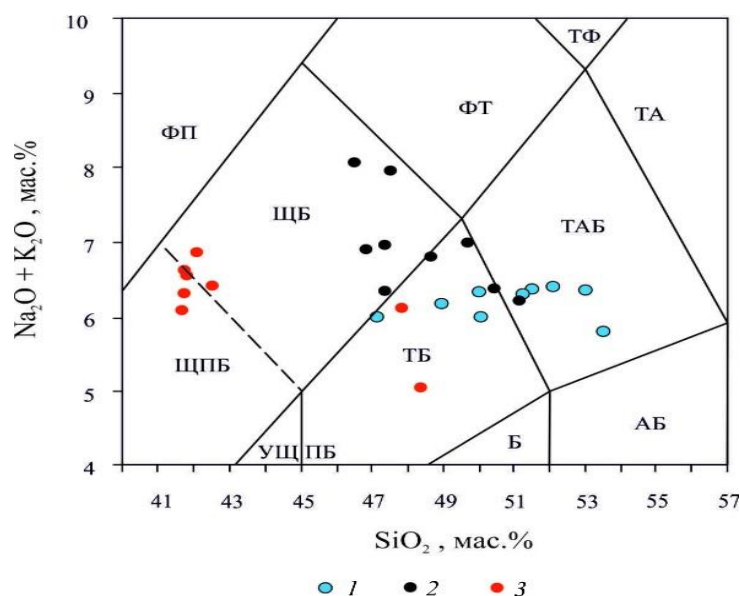


Рисунок 10 - Составы меловых вулканитов Удинского сектора на классификационной диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ , мас. % по [29]

Названия полей: ФП – фойдовые породы, ЩПБ – щелочные пикробазальты, ЩБ – щелочные базальты, ФТ – фонотефриты, ТФ – тефрифонолиты, УЩПБ – умереннощелочные пикробазальты, ТБ – трахибазальты, ТАБ – трахиандезибазальты, Б – базальты, АБ – андезибазальты, ТА – трахиандезиты. Составы пород Удинского сектора, соответствующие стадиям активности: 1,2 – раннемеловой (143–111 млн лет): 1 – Еравнинская и Зазинская впадины, 2 – Удинская впадина; 3 – позднемеловой (83–71 млн лет, сочленение Удинской и Еравнинской впадин).

В позднемеловых ассоциациях содержание  $\text{SiO}_2$  варьирует от 41.5 до 48.5 мас. %,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  от 5 до 7 мас. %. Здесь, наряду с трахибазальтами, появляются породы, для которых характерны пониженные содержания  $\text{SiO}_2$  (41.5–42.0 мас. %). Их составы приурочены к границе, разделяющей поля составов щелочных базальтов и щелочных пикробазальтов (рисунок 10). Следует учесть, что в них присутствует модалльный нефелин и величина  $\text{MgO}$  не достигает 12 мас. % (минимальное значение для группы пикробазальтов [29], поэтому такие породы отнесены к меланефелинитам.

Геохимические характеристики пород отражены на спайдер-диаграмме (рисунок 11).



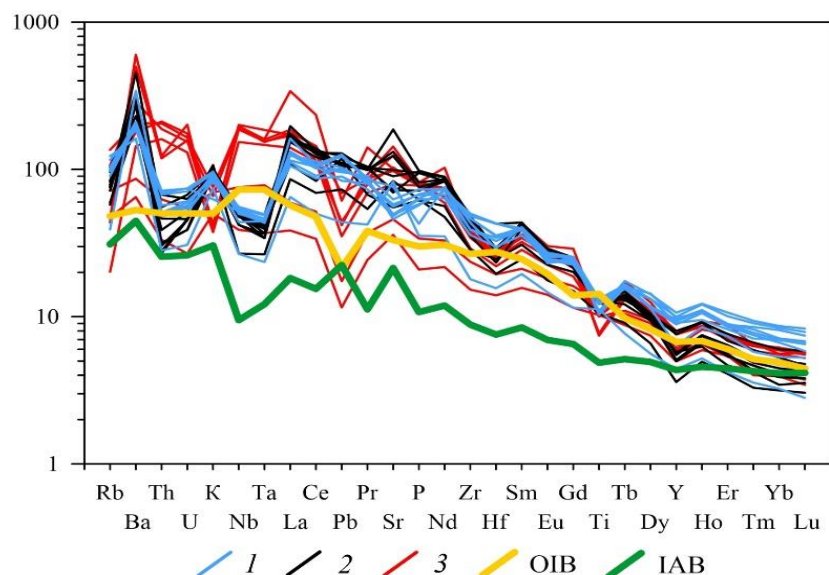


Рисунок 11 - Составы меловых вулканитов Удинского сектора на спайдер-диаграмме

1, 2 – раннемеловая магматическая ассоциация (143–111 млн лет): 1 – Еравнинская и Зазинская впадины, 2 – Удинская впадина; 3 – позднемеловая магматическая ассоциация (83–71 млн лет, сочленение Удинской и Еравнинской впадин). Составы базальтов океанических островов OIB по [30], базальтов островных дуг IAB по [31]. Нормировка на примитивную мантию по [6].

Для трахибазальтов этой области характерны умеренные содержания титана ( $1.5 < \text{TiO}_2 < 2.5$ , мас. %) и повышенные относительно толеитовых базальтов содержания литофильных элементов.

Раннемеловые породы (143–111 млн лет) сектора обогащены большинством литофильных элементов по сравнению с составом базальтов OIB-типа (Sun, McDonough, 1989). Более низкие содержания отмечаются для Ta, Nb, Ti, однако они существенно более высокие, чем в эталоне базальтов IAB-типа [31]. Эти элементы в общем спектре образуют концентрационные минимумы, что отражено в высоких отношениях  $(\text{La/Ta})_N$  (2.2–4.9),  $(\text{La/Nb})_N$  (2.1–4.2) и в целом типично для базальтов субдукционных обстановок.

В позднемеловых породах по сравнению с раннемеловыми исчезает отрицательная Nb-Ta аномалия, но появляются Rb, K и Pb минимумы. Среди позднемеловых пород выделяются две группы, различающиеся по возрасту и составу. Одна из них характеризует трахибазальты (83–77 млн лет), для которых конфигурация спектра распределения редких элементов близка к спектру OIB [30]. К другой группе принадлежат меланефелиниты (71–72 млн лет) с наиболее высокими концентрациями Ba, Th, U, Nb, Ta, La, превышающими значения OIB.

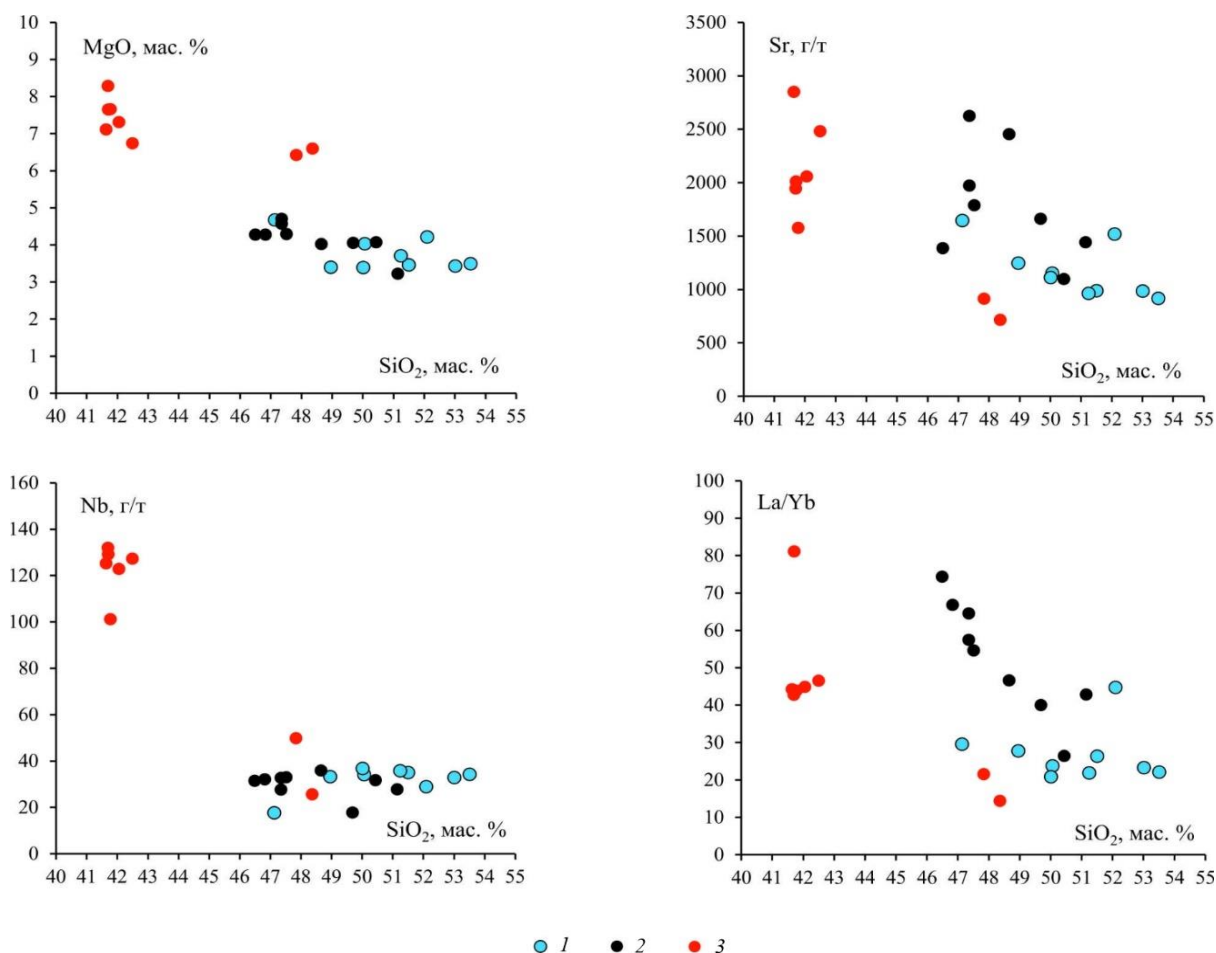


Рисунок 12 - Корреляционные зависимости между  $\text{SiO}_2$  – ( $\text{MgO}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{La/Yb}$ ) в меловых вулканитах Удинского сектора

1, 2 – раннемеловая магматическая ассоциация (143–111 млн лет): 1 – Еравнинская и Зазинская впадины, 2 – Удинская впадина; 3 – позднемеловая магматическая ассоциация (83–71 млн лет, сочленение Удинской и Еравнинской впадин).

Различия между разновозрастными вулканитами проявлены в характере распределения и содержаниях  $\text{MgO}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{La/Yb}$  по отношению к  $\text{SiO}_2$  (рисунок 12). При этом точки составов позднемеловых трахибазальтов тяготеют к полю составов раннемеловых пород или занимают промежуточное положение между ними и позднемеловыми нефелинитами. В то же время тренды вариаций имеют разные направления для раннемеловой и позднемеловой возрастных групп. В раннемеловых породах основного состава  $\text{MgO}$  изменяется в пределах 3.2–4.6 мас. %,  $\text{Nb}$  – 18–37 г/т, что существенно ниже их концентраций в позднемеловых щелочных базальтах ( $\text{MgO}$  варьирует от 6.8 до 8.3 мас. %,  $\text{Nb}$  от 101 до 132 г/т). Кроме того, среди раннемеловой группы пород выделяется подгруппа Удинских вулканитов с более высокими значениями  $\text{Sr}$  (1097–2623 г/т) и  $\text{La/Yb}$  (26–74) по сравнению с подгруппой Еравнинских и Зазинских вулканитов ( $\text{Sr}$  варьирует от 915 до 1644 г/т,  $\text{La/Yb}$  – от 21 до 45).

### Изотопная Sr-Nd-Pb-О систематика

На диаграмме  $\epsilon_{Sr}(t) - \epsilon_{Nd}(t)$  (рисунок 13а) общая группа точек составов образует последовательность, в которой изотопные параметры Sr и Nd направлены изменяются во времени от раннемеловых к позднемеловым. Так, щелочные базальты, трахибазальты и трахиандезибазальты раннего мела обогащены радиогенным стронцием и обеднены радиогенным неодимом, соответственно, точки их составов попадают в область четвертого квадранта изотопной диаграммы. При этом они распадаются на две совокупности, одна из которых характеризуется значениями  $\epsilon_{Nd}(t) > -1$ , а другая  $\epsilon_{Nd}(t) < -1$  при достаточно близких вариациях в них величины  $\epsilon_{Sr}(t)$  (от +12 до +20). Различия в составе вулканитов коррелируются с их разным структурным положением. Породы первой группы принадлежат ассоциациям Удинской впадины, а второй – Зазинской и Еравнинской впадин.

По сравнению с ними породы позднего мела характеризуются более высокими и положительными значениями величины ( $\epsilon_{Nd}(t) > 2.5$ ) при достаточно деплетированном составе стронция ( $\epsilon_{Sr}(t)$  от –8 в меланефелинитах до +3 в трахибазальтах), и точки их составов тяготеют ко второму квадранту изотопной диаграммы.

Изотопный состав Pb исследовался для серии образцов вулканитов каждой из трёх впадин Удинского сектора. Измеренные отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  варьируют от 17.7944 до 18.3649,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – от 15.4612 до 15.5523,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – от 37.7637 до 38.3835. Эти отношения были пересчитаны на возраст пород и вынесены на графики  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (рис. 5б, в). Точки изотопных составов Pb раннемезозойских пород юг – юго-западного (Удинская впадина) и северо-восточного (Еравнинская и Зазинская впадины) флангов сектора перекрываются между собой, образуя общую последовательность. При этом составы Еравнинской и Зазинской впадин смещены в область более радиогенных свинцов относительно вулканитов Удинской впадины.

Различие источников магматических пород сектора проявляется также в изотопном составе кислорода. Мантийным значениям соответствует изотопный состав кислорода в меланефелинитах позднего мела ( $\delta^{18}\text{O} = 5.7 \text{ ‰}$ ). Позднемеловые трахибазальты обогащены тяжелым изотопом кислорода ( $\delta^{18}\text{O} = 6.7 \text{ ‰}$ ). К ним по составу близки породы Удинской впадины раннего мела ( $\delta^{18}\text{O} = 6.5\text{--}6.7 \text{ ‰}$ ). В наибольшей степени от мантийных значений отличаются изотопные составы раннемеловых вулканитов Зазинской и Еравнинской впадин ( $\delta^{18}\text{O} = 7.4\text{--}7.9 \text{ ‰}$ ).

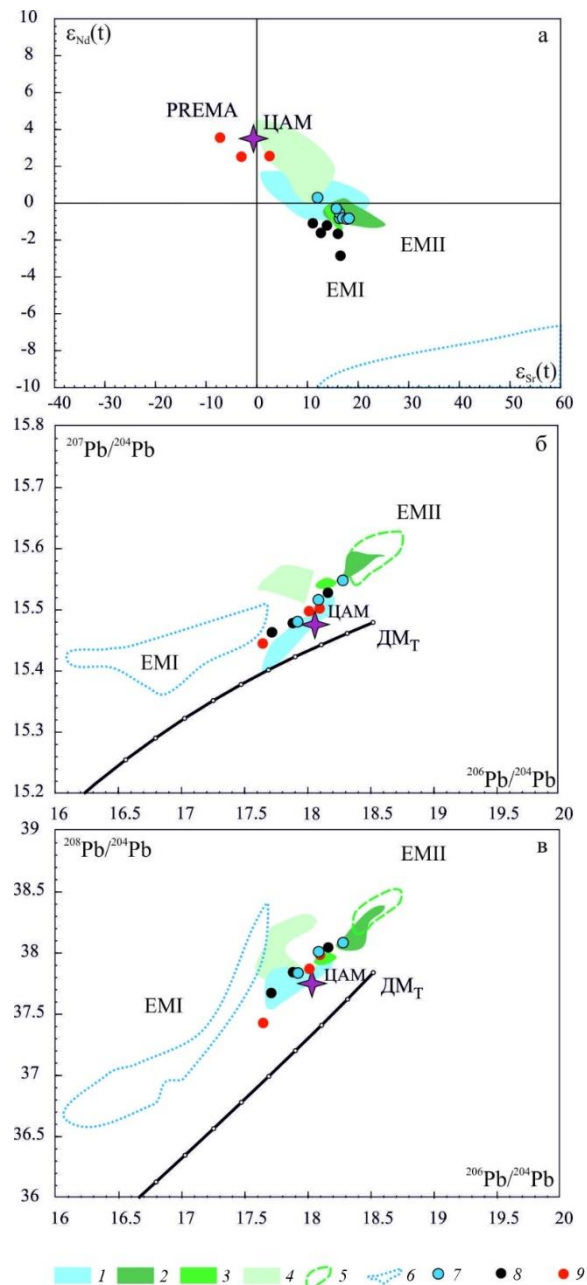


Рисунок 13 - Изотопный состав пород Удинского сектора на диаграммах в координатах  $\epsilon_{\text{Sr}}(t) - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$  (а),  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (б) и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (в)

1 – поле составов раннемезозойских вулканических пород ЗЗРО [32]; 2–4 – вулканические комплексы Восточно-Монгольской вулканической области (ВМВО) [33]: 2 – раннемеловой покровный комплекс (120–100 млн лет), 3 – экструзивный комплекс (104–90 млн лет), 4 – раннекайнозойский комплекс Западной Гоби (87–51 млн лет); 5 – поле составов Pb в породах Аргунского и Агинского террейнов [34, 35, 36]; 6 – поле составов Pb в метаморфических породах и гранитоидах Байкало-Муйского пояса [37]; 7, 8 – раннемеловая магматическая ассоциация (143–111 млн лет): 7 – Еравнинская и Зазинская впадины, 8 – Удинская впадина; 9 – позднемеловая магматическая ассоциация (83–71 млн лет, сочленение Удинской и Еравнинской впадин).

ДМТ – модельный тренд эволюции Pb в деплетированной мантии согласно [38]. ЦАМ – Центрально-Азиатская мантия, отвечающая параметрам общего мантийного компонента для кайнозойских базальтов [39]. Обогащённые модельные мантийные источники: с низкими (EMI) и высокими (EMII) отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  по [40]. PREMA – превалирующая мантия по [40].

## Роль мантийных источников расплавов

Щелочные базальты, трахибазальты и трахиандезибазальты раннемеловых этапов магматизма имеют варьирующие геохимические и изотопные характеристики. По сравнению с ОІВ они обогащены практически всеми несовместимыми элементами, но отличаются относительным дефицитом Та и Nb [23,24]. Обогащенность раннемеловых лав редкоземельными элементами, барием и стронцием объясняется участием в магмообразовании раннемеловых магм метасоматизированной литосферной мантии региона, измененной под влиянием мантийного плюма [41].

В первом приближении параметры состава мантийных источников магматизма ЗЗВО определяются крайними точками на трендах распределения изотопных составов Sr и Nd (рисунок 13а). Составы с более высокой долей деплетированного мантийного компонента (более высокие значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  и более низкие  $\epsilon_{Sr}(t)$ ) располагаются на левых окончаниях трендов. Возможно, что параметры этого деплетированного компонента могут быть оценены областью пересечения на графике трендов распределения изотопных составов пород Удинского и Зазинского-Еравнинского комплексов. Действительно, на диаграмме  $\epsilon_{Sr}(t) - \epsilon_{Nd}(t)$  (рисунок 13а) раннемеловые вулканиты образуют две группы точек. Одна из них, объединяющая составы базальтоидов Еравнинской и Зазинской впадин, формирует тренд, левое продолжение которого прослеживается в сторону умеренно деплетированного мантийного источника типа PREMA, а правое – в сторону обогащенного источника с параметрами ЕМІІ. Составы пород Удинской впадины формируют тренд, связывающий состав умеренно деплетированного источника и обогащенного источника с параметрами ЕМІ по [40]. Точку пересечения этих трендов можно рассматривать в качестве общего компонента, участвовавшего в образовании раннемеловых базальтоидов сектора. В соответствии с диаграммой  $\epsilon_{Sr}(t) - \epsilon_{Nd}(t)$  его положение можно определить вблизи границы второго и первого квадрантов по [42] на одном тренде с составом позднемеловых вулканитов сектора. Последние на диаграмме  $\epsilon_{Sr}(t) - \epsilon_{Nd}(t)$  образуют отдельную группу, попадая в поле составов умеренно деплетированной мантии [40], а их геохимические параметры смещены в область составов ОІВ. Характеристикам внутриплитного мантийного магматизма в полной мере отвечает лишь самый молодой из всех изученных вулканитов – меланефелинит (проба СО 7/2,) с наиболее высокими значениями  $\epsilon_{Nd}(t)$  и низкими  $\epsilon_{Sr}(t)$  и  $\delta^{18}O$  по сравнению с группой щелочных базальтов-трахибазальтов.

Результаты, которые получены на основании Sr–Nd изотопных данных, хорошо согласуются с особенностями распределения составов вулканитов на диаграммах  $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{207}Pb/^{204}Pb$  и  $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{208}Pb/^{204}Pb$  (рисунок 13б, в).

Последовательности точек составов как раннемелового, так и позднемелового этапов смещены в области повышенных значений  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}$  относительно модельного тренда эволюции Pb в деплетированной мантии по [38]. Изотопные характеристики Pb в раннемеловых вулканитах указывают на участие в их образовании по крайней мере двух обогащённых источников – ЕМІ и ЕМІІ типа. В вулканитах Удинской впадины в большей мере проявлено участие источника ЕМІ типа, в вулканитах Еравнинской и Зазинской впадин – источника ЕМІІ типа.

О природе источников основных магм ЗЗРО можно судить также, опираясь на сопоставление соответствующих им магм с составом основных вулканитов, формирование которых произошло в пределах той же территории, но в раннем мезозое [32]. В соответствии с графиком (рисунок 13 б, в) изотопные составы и тех, и других обладают большим сходством, которое могла обеспечить только среда со слабо меняющимися или устойчивыми изотопными характеристиками. В наибольшей степени ей соответствует литосферная мантия, общая для проявлений разновозрастного базитового вулканизма. Ее строение и состав после закрытия Хангайского сектора Монголо-Охотского океана в конце перми [43] не должны были существенно измениться, что должно было обеспечить сходство изотопных характеристик разновозрастных продуктов ее плавления.

Дополнительным свидетельством участия литосферной мантии в образовании меловых базальтоидов Удинского сектора ЗЗРО служат отличия их изотопного состава Pb от состава одновозрастных с ними раннемеловых основных вулканитов ВМВО (рисунок 13 б, в). Последние также возникли в результате раннемелового рифтогенеза, но по другую сторону Монголо-Охотского шва в пределах другого литосферного блока. Как было показано в работах [33,44], основным источником раннемеловых вулканитов ВМВО была литосферная мантия Восточной Монголии, метасоматизированная в результате субдукции Монголо-Охотской океанической плиты под структуры Восточной Монголии. Мезозойские вулканиты Удинского сектора ЗЗРО характеризуются менее радиогенным изотопным составом Pb относительно одновозрастных им вулканитов ВМВО, что отражает различия в составе континентальной литосферы территорий, в пределах которой развивались вулканические поля Западного Забайкалья, с одной стороны, и Восточной Монголии, с другой стороны. И это вполне закономерно, так как эти литосферные блоки имеют разную геологическую историю, разное строение и разный состав, что не могло не сказаться на их изотопно-геохимических характеристиках.

Наряду с литосферной мантией в магматизме ЗЗРО принимала участие также астеносферная мантия. Ее вклад особенно заметен в образовании позднемеловых

вулканитов, чьи изотопные составы Sr, Nd и Pb приближены к изотопным характеристикам общего мантийного компонента в кайнозойских базальтах Центральной Азии [39].

На диаграммы изотопных отношений Pb вынесены поля составов пород, представляющих блоки континентальной коры Северного Забайкалья [37] и Аргунского и Агинского террейнов [35,36], близких по возрасту к блокам коры, вмещающим ЗЗРО и ВМВО соответственно. Из диаграмм (рисунок 13 б, в) видно, что континентальная литосфера к югу от Монголо-Охотской сuture (МОС) характеризуется более радиогенным составом Pb по сравнению с континентальной литосферой к северу от Монголо-Охотской сuture. Это обусловлено более молодым возрастом формирования первой относительно последней. Действительно, формирование континентальной литосферы к северу от МОС, в пределах которой сформировалась ЗЗРО, происходило в неопротерозое [25], а формирование континентальной литосферы к югу от МОС (Идэрмегский террейн) – в палеозое [45]. Соответственно, продукты переработки более молодой литосферы к югу от МОС и более древней литосферы к северу от МОС также будут отличаться по изотопным параметрам Pb.

Таким образом, изотопные характеристики раннемеловых вулканитов Удинского сектора не противоречат ведущему участию в их образовании литосферной мантии. Однако для них приходится допускать одновременное существование в разной степени обогащенных (EMI, EMII) мантийных фрагментов, что не лишено трудностей. Вариант, позволяющий решить эту проблему, заключается в предположении о том, что наиболее эволюционированные магмы, отвечающие составу пород с максимальным содержанием SiO<sub>2</sub>, являются результатом смешения магм мантийной и коровой природы.

### **Мантийно-коровое взаимодействие**

Различие петрогеохимических и изотопных (Sr, Nd, Pb, O) характеристик двух групп раннемеловых пород Удинского сектора, разнесённых в пространстве на расстояния, исчисляемые десятками километров, позволяет предложить модель контаминации общего для них первичного расплава разными по составу коровыми субстратами.

О вкладе процессов контаминации в состав вулканических продуктов свидетельствуют прямые корреляции между содержаниями SiO<sub>2</sub> (рисунок 14) и изотопными параметрами (Sr, Nd, Pb, O) в раннемеловых базальтоидах.

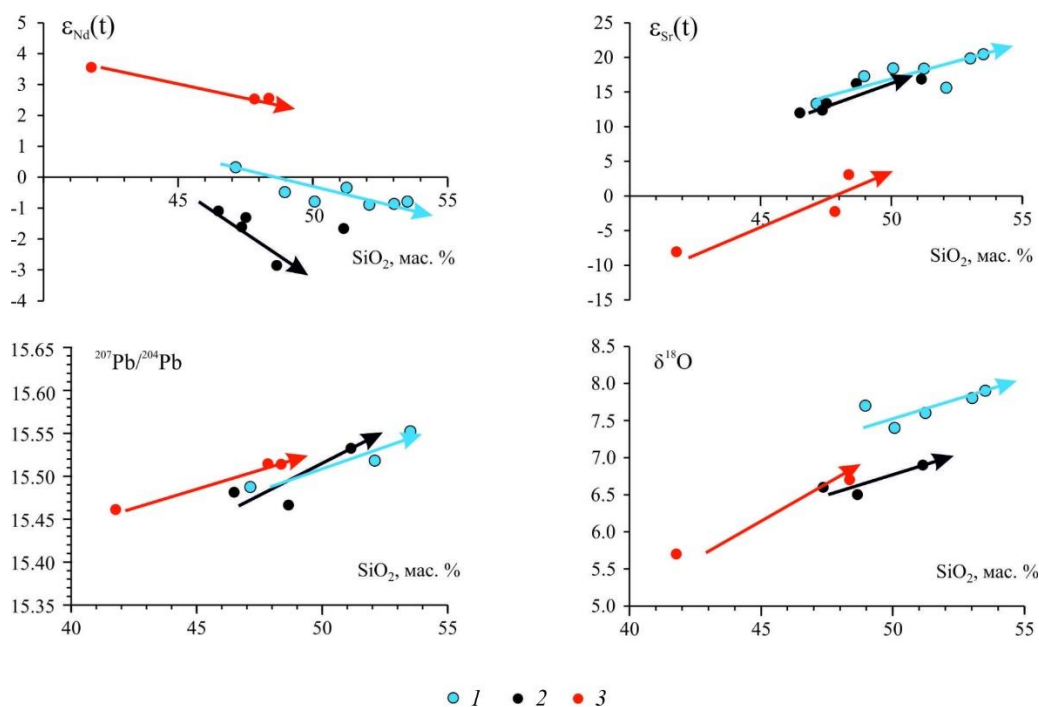


Рисунок 14 - Вариации изотопного (Nd, Sr, Pb, O) состава в зависимости от содержания  $\text{SiO}_2$  (мас. %) в породах Удинского сектора

1, 2 – раннемеловая магматическая ассоциация (143–111 млн лет): 1 – Еравнинская и Зазинская впадины, 2 – Удинская впадина; 3 – позднемеловая магматическая ассоциация (83–71 млн лет, сочленение Удинской и Еравнинской впадин). Ориентировка стрелок в сторону возрастания корового контаминанта.

Рост содержания  $\text{SiO}_2$  в породах пропорционально связан с ростом в них радиогенного стронция, свинца и доли тяжелого изотопа кислорода, а также снижением доли радиогенного неодима. Линейный характер зависимостей указывает на то, что изменения составов были связаны со смешением исходных магм с компонентом, обладающим по сравнению с базальтами более высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$ , а также иными изотопными и геохимическими характеристиками.

Так, коровый компонент, участвовавший в образовании раннемеловых вулканитов Зазинской и Еравнинской впадин, отличался от корового компонента для вулканитов Удинской впадины (помимо более высокого содержания  $\text{SiO}_2$ , более 55 мас. %) повышенными содержаниями Zr, La и величинами La/Yb, Rb/Sr (рисунок 15). Учитывая также типичные для него умеренные  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  ( $< -1$ ), напрашивается вывод о сходстве его характеристик с составом гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, которые образуют раму для позднемезозойских структур Еравнинской и Зазинской впадин [46, 47, 48]. Повышенные значения  $\delta^{18}\text{O}$  также указывают на то, что контаминантом для расплавов выступал компонент, близкий по составу гранитам.



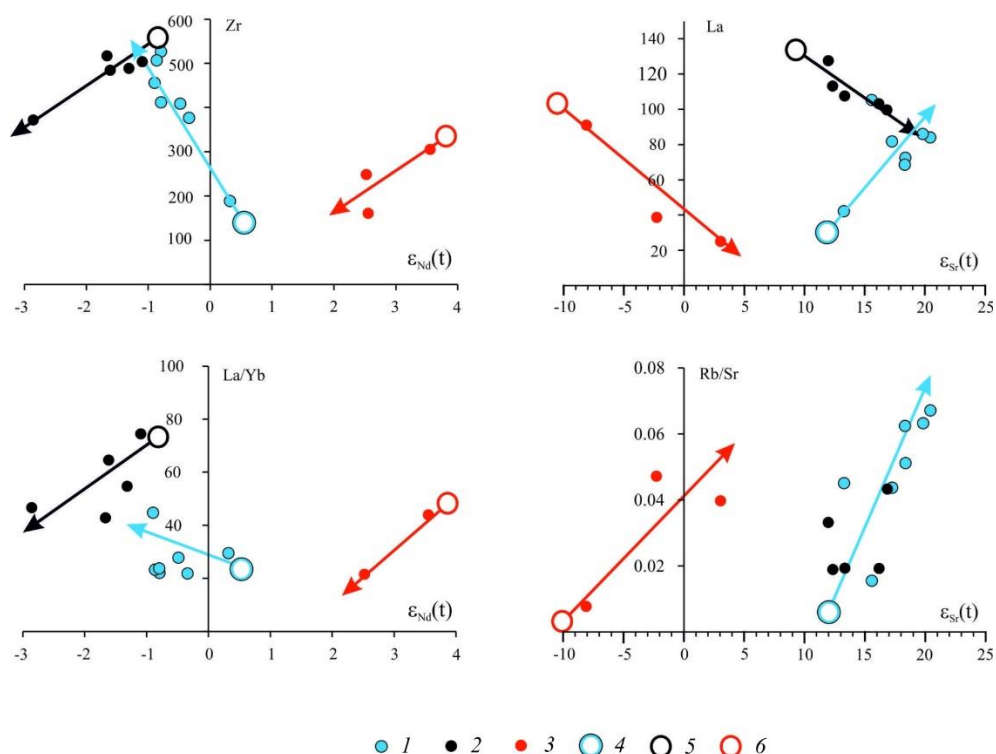


Рисунок 15 - Вариации содержаний несовместимых элементов Zr, La (г/т) и La/Yb, Rb/Sr в зависимости от изменений изотопного ( $\epsilon_{Sr}(t)$ ,  $\epsilon_{Nd}(t)$ ) состава пород Удинского сектора 1, 2 – раннемеловая магматическая ассоциация (143–111 млн лет): 1 – Еравнинская и Зазинская впадины, 2 – Удинская впадина; 3 – позднемеловая магматическая ассоциация (83–71 млн лет, сочленение Удинской и Еравнинской впадин). 4, 5, 6 – наименее загрязненные породы соответственно каждой из трёх выделяемых ассоциаций. Ориентировка стрелок в сторону возрастания корового контаминанта.

Коровый компонент, участвовавший в образовании пород Удинской впадины, характеризуется (рисунок 14) сравнительно основным составом ( $\text{SiO}_2$  уменьшается до 51 мас. %), умеренным или пониженным относительно базальтоидов содержанием Zr и La (рисунок 15). Для него характерны пониженные величины La/Yb как по сравнению с составом исходного базальтового расплава, так и по сравнению с составом первичных базальтовых магм под Еравнинской и Зазинской впадинами. В составе этого источника больше Sr, но в базальтоидах отсутствует закономерность в изменении величины Rb/Sr относительно  $\epsilon_{Sr}(t)$  и  $\epsilon_{Nd}(t)$ . Его изотопный состав ( $\epsilon_{Nd}(t) < -3$ ) согласуется с составом мезопротерозойской (в терминах модельного изотопного возраста  $T_{Nd(DM)} > 1.4$  млрд лет) коры, характерной для этой части Забайкалья [25, 46]. С учетом этих характеристик, а также данных об изотопном составе кислорода ( $\delta^{18}\text{O} = 6.5 - 6.7$  ‰), нетипичном для гранитоидов, можно предположить, что этот компонент располагался ниже корней Ангаро-Витимского батолита и, скорее всего, был близок к нижней, истощенной в отношении высоконесовместимых элементов, базитовой коре региона.

Для позднемеловых пород также фиксируются определенные вариации геохимических, изотопных (Sr, Nd, Pb, O) параметров в зависимости от содержаний  $\text{SiO}_2$  (мас. %) (рисунок 14) в ряду щелочные базальты-трахибазальты, что также не исключает участие коровых контаминантов в их образовании. Направление тренда изменения их составов близко к направлению для раннемеловых пород Удинской впадины (рисунок 15). Это указывает на одинаковый состав контаминанта, но резко различное его доленое участие в образовании базальтовых расплавов.

Для оценки масштабов процесса контаминации мантийных магм верхнекоровым веществом на основе принципов смешения, рассмотренных в работах [54,55], были использованы составы трахибазальта СО-5/6 Еравнинской впадины, щелочного базальта ХОР-1/1 Удинской впадины с наименьшими содержаниями  $\text{SiO}_2$ , наиболее низкими  $\epsilon\text{Sr}$  и наиболее высокими  $\epsilon\text{Nd}$  (эти составы приближены к составам наименее контаминированных мантийных магм), а также мантийный компонент кайнозойских базальтов Центральной Азии [39,49]. В качестве исходного верхнекорового силикатического контаминанта приняты известково-щелочные граниты и автохтонные гнейсограниты баргузинского комплекса [47,53], доминирующие в составе Ангара-Витимского батолита, и средний состав верхней континентальной коры [50,51,52].

Признаки контаминации коровым веществом подтверждаются диаграммами  $\delta^{18}\text{O} - \epsilon\text{Sr}$  (рисунок 16а) и  $\delta^{18}\text{O} - \epsilon\text{Nd}$  (рисунок 16б). В соответствии с расположением фигуративных точек составов пород массовая доля гранитного контаминанта для раннемезозойских базальтоидов была существенно выше для Еравнинской впадины по сравнению с Удинской впадиной. Сравнение изотопных характеристик позднемезозойских вулканитов с линией смешения вещества Центрально-Азиатской мантии и верхней континентальной коры показывает, что доля последней не превышала 13 %.

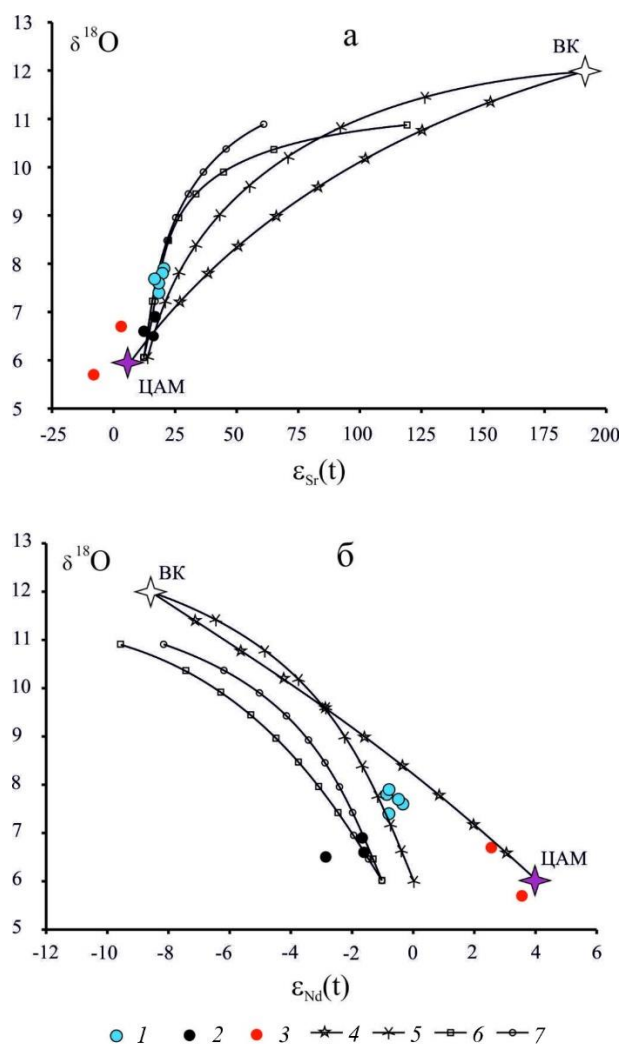


Рисунок 16 - Диаграммы вариаций изотопного состава кислорода и первичных изотопных отношений (а) стронция и (б) неодима в базальтоидах Удинского сектора совместно с модельными линиями смешения вещества Центрально-Азиатской мантии (ЦАМ), отвечающей параметрам общего мантийного компонента для кайнозойских базальтов по [39,49] и верхней континентальной коры (ВК) по [50,51,52]

Условные обозначения: 1, 2 – раннемеловая магматическая ассоциация (143–111 млн лет): 1 – Еравнинская и Зазинская впадины; 2 – Удинская впадина; 3 – позднемеловая магматическая ассоциация (83–71 млн лет, сочленение Удинской и Еравнинской впадин). 4 - 7 – модельные линии смешения вещества: 4 – ЦАМ и ВК; 5 – трахибазальта СО-5/6 Еравнинской впадины и ВК; 6 – щелочного базальта ХОР-1/1 Удинской впадины и гнейсогранита Zg51/2-03 баргузинского комплекса по [47,53]; 7 – щелочного базальта ХОР-1/1 Удинской впадины и гранита GL-8/3-03 баргузинского комплекса по [47,53]. Для трахибазальта СО-5/6, щелочного базальта ХОР-1/1 приняты  $\delta^{18}\text{O}=6$ . Для ЦАМ и ВК приняты соответственно  $\delta^{18}\text{O}=6$  [39,49] и  $\delta^{18}\text{O}=12$  [51] Изотопные составы Sr и Nd в эталонных компонентах смешения и баргузинского комплекса пересчитаны на возраст 120 млн лет, ЦАМ, ВК – на возраст 80 млн лет.

### 2.3 Рудный потенциал пород неопротерозойского Лысанского щелочно-ультраосновного комплекса и изучение минералов платиновой группы в сульфидных каплях из перидотитов массива Желос, относящегося к неопротерозойскому барбитайскому комплексу (Восточный Саян)

#### Рудный потенциал пород неопротерозойского Лысанского щелочно-ультраосновного комплекса

Исследования 2025 года были направлены на оценку рудного потенциала пород неопротерозойского Лысанского щелочно-ультраосновного комплекса, с которым связаны месторождения титаномагнетит-ильменитовых руд в перидотитах и ильменитовых - в пироксенитах, а также на изучение минералов платиновой группы в сульфидных каплях из перидотитов неопротерозойского барбитайского комплекса (Восточный Саян) (рисунок 17).



Рисунок 17 - Положение массивов Лысанского (Л) и Барбитайского (Б) комплексов в тектонических структурах юга Сибири

Одним из показателей степени развития научно-технического прогресса и уровня обороноспособности страны являются масштабы потребления титана и его сплавов. Особые свойства титановой металлопродукции: низкая плотность, высокая жаро- и коррозионная стойкость практически в любых средах, высокие механические и другие

свойства делают ее незаменимой и открывают широкие перспективы использования в авиационно-космической технике, судостроении (особенно подводном), строительстве морских и береговых сооружений, в машиностроении, химическом производстве, нефтедобыче и нефтепереработке, в автомобилестроении, энергетике, медицине и др. [56]. Кроме того, большая востребованность титанового сырья и диоксида титана сложилась в производстве пигментов для получения титановых белил, бумаги, резины, пластмассы, керамики и др. Мировой спрос на пигментный диоксид титана четко коррелируется с ростом мирового ВВП [56]. Исходя из реалий сегодняшней геополитической ситуации для России принципиальное значение имеет соблюдение баланса между производством стратегически важной титановой металлопродукции и его обеспеченности собственным минеральным сырьем. Однако в России практически не разрабатываются собственные месторождения титана, и в промышленности главным образом используются импортные титановые концентраты. Одной из проблем освоения месторождений титаномагнетитовых руд является сложность разделения микроагрегатов ильменита и титаномагнетита с содержанием диоксида титана свыше 3 мас. %. Это связано с особенностями строения и неоднородностью минералов [57,58,59]. Однако в последние годы появились исследования, которые открывают новые методы разделения этих минералов при селективной сепарации титаномагнетитовых руд [60,61,62].

Хотя рудные перидотиты и пироксениты Лысанского комплекса хорошо исследованы, особенности структурной и фазовой неоднородности титаномагнетитовых и ильменитовых руд недостаточно изучены на современном аналитическом уровне. Целью данного исследования являлось выявление морфоструктурных характеристик и состава титаномагнетит-ильменитовых и ильменитовых руд Подлысанского и Кедранского массивов.

Массивы Лысанского комплекса состоят из рудных оливинитов, клинопироксенитов и габброидов [Мехоношин и др., 2022]. Рудные оливиниты - мелкозернистые, с директивной текстурой (рисунок 18). Микроструктура варьирует от панидиоморфной до сидеронитовой. Иногда встречаются ксеноморфные кристаллы клинопироксена, замещённые роговой обманкой.

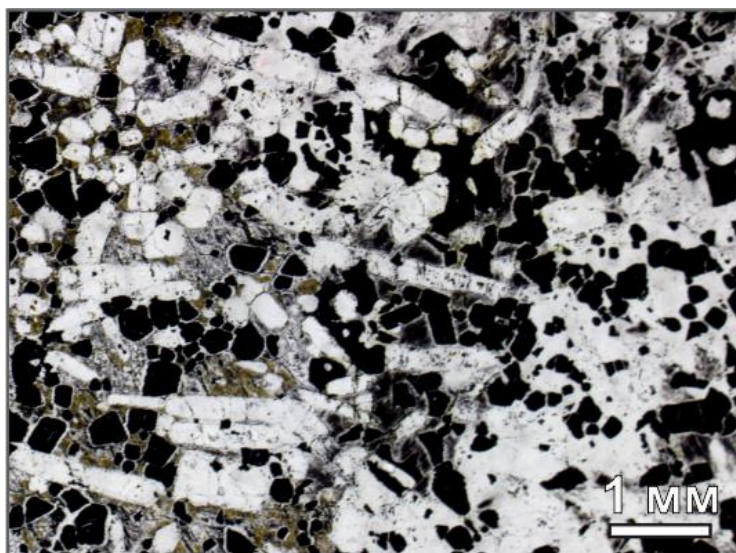


Рисунок 18 – Рудный оливинит. Фото шлифа, поляризаторы параллельны

Руды представлены сростаниями титаномагнетита и ильменита с ламелями ильменита в титаномагнетитах. Ксеноморфный облик титаномагнетита и ильменита свидетельствуют о их более поздней кристаллизации по сравнению с первичными силикатами. Рудные минералы никогда не граничат с оливином и бронзитом или псевдоморфозами серпентина по ним. Всегда между этими минералами находится реакционная хлоритовая оторочка. Внутренне строение первичных рудных минералов показано на рисунке 19. Размер зерен титаномагнетита составляет 0,3-5 мм. В титаномагнетитах наблюдаются два типа паркетных структур распада. В одних случаях ильменитовые пластинки располагаются параллельно  $\{111\}$  (рисунок 19а), а в других по  $\{100\}$  (рисунок 19б). Некоторые кристаллы титаномагнетита сдвойникованы и в одном зерне наблюдается два типа структур распада. Взаимоотношение титаномагнетита и ильменита (рисунок 19в) указывает на одновременное выделение их из расплава и, таким образом, ильменит следует относить также к первичным минералам. Апатит присутствует только в рудных оливинитах в виде ксеноморфных и редко – гипидиоморфных зерен.

Клинопироксениты — среднезернистые породы, состоящие из титанавгита, феррокерсутита и ильменита. Содержание феррокерсутита варьирует от нескольких до 50 об. %. Взаимоотношения пироксена и феррокерсутита свидетельствуют о более позднем образовании амфибола. Рудные минералы представлены титаномагнетитом и ильменитом. Количество титаномагнетита небольшое, чаще всего он присутствует в виде реликтов или псевдоморфоз сфена и хлорита. Ильменитовые пластинки замещены сфеном, а магнетит - хлоритом. Зерна ильменита почти не претерпели изменений. В отдельных зернах ильменита наблюдаются структуры распада твердых растворов ряда гематит-ильменит в виде



единичных или серий пластинок, расположенных параллельно граням пинакоида  $\{001\}$  (рисунок 19г).

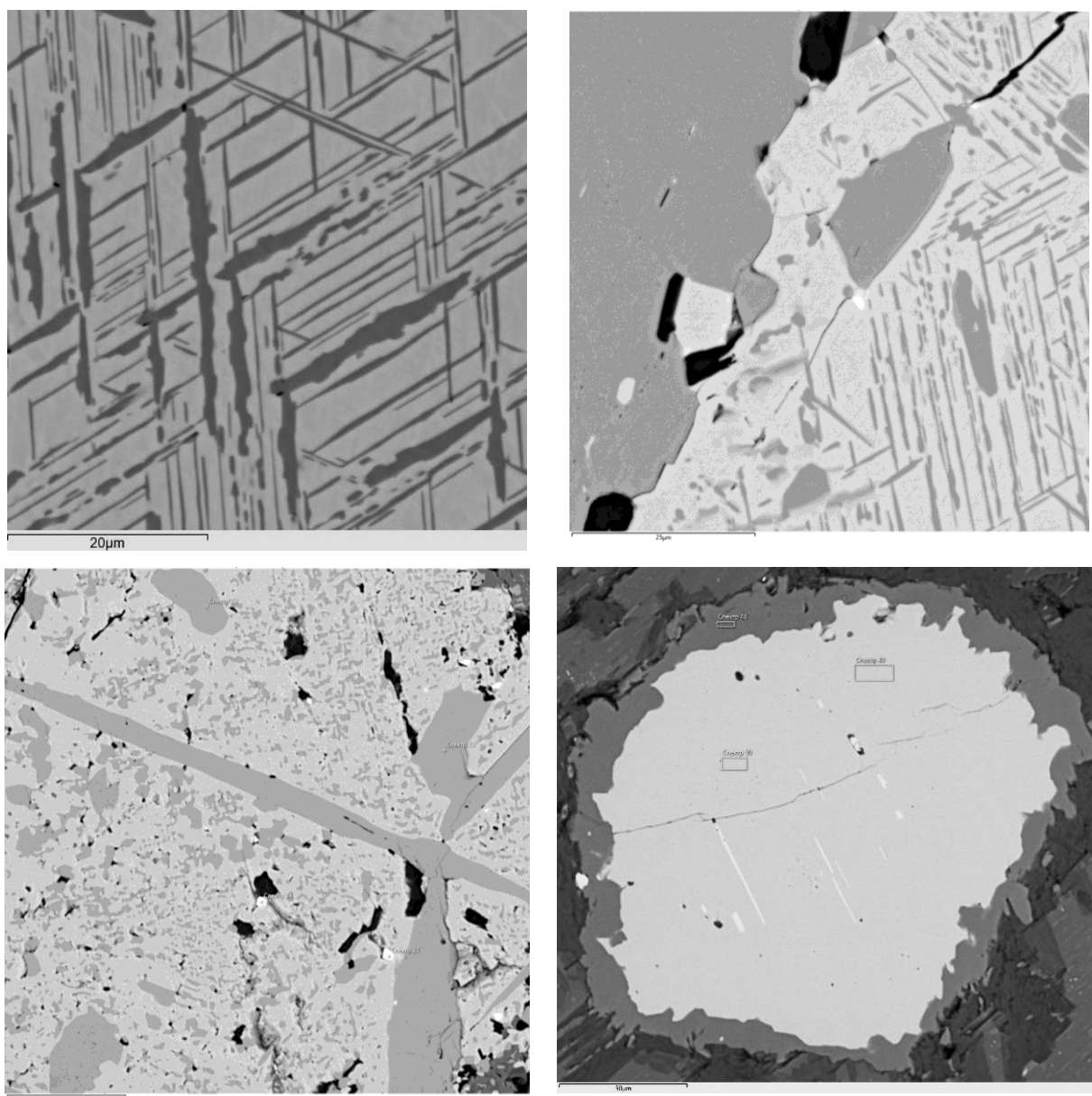


Рисунок 19 – Структуры рудных агрегатов. Продукты распада твердого раствора ряда магнетит-ильменит с формированием паркетного (а, б) и решетчатого (в) строения. Продукты распада твердого раствора ряда ильменит-гематит с образованием отдельных пластинок гематита в ильмените (г)

Габброиды состоят из плагиоклаза, титанавгита, керсутита и ильменита. Первичные плагиоклазы и клинопироксены встречаются лишь в виде реликтов. Для них характерны полосчатые текстуры и гипидиоморфнозернистая или пойкилитовая структура. Титаномagnetит в габброидах не встречается. Зёрна ильменита обычно имеют округлую или слегка вытянутую форму. В них присутствуют очень тонкие (0,0001 мм) пластинки и линзочки гематита, образованные в результате распада твёрдого раствора. Апатит присутствует в виде кристаллов игольчатой или трубчатой формы.

Титаномагнетиты из рудных оливинитов и серпентинитов имеют очень близкий состав и характеризуются довольно высоким содержанием  $\text{TiO}_2$  (таблица 1). Пересчет анализов титаномагнетитов по методике [64] указывает на присутствие в всех минералах трёх фаз: магнетита, ильменита и гематита, однако данные рентгеноструктурного анализа не подтверждают наличие в минерале гематитовой фазы. Избыток  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в титаномагнетитах, по-видимому, можно связывать с наличием твёрдого раствора магнетит-маггемит. Повышенное содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  характерно и для ильменитовых пластинок. Магнетит между пластинками ильменита не содержит в своем составе  $\text{TiO}_2$ . В результате распада первичного титаномагнетита образуется два типа твёрдых растворов: высокотитанистый и низкотитанистый, которые в свою очередь подвергаются дальнейшему распаду и окислению. Этим, по-видимому, и объясняется наличие в титаномагнетите различных по ширине и содержанию  $\text{TiO}_2$  пластинок ильменита.

Таблица 1 – Химический состав (мас. %) титаномагнетитов (1-4) и ильменитов (5-8) из пород Лысанского комплекса

№	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$	$\text{V}_2\text{O}_3$	Сумма
1	15,13	0,33	83,36	0,83	0,00	0,26	99,91
2	12,22	0,31	86,64	0,46	0,00	0,33	99,96
3	2,24	0,59	96,03		0,49	0,63	99,97
4	2,56	0,48	95,64		0,65	0,61	99,95
5	52,78	0,34	38,76	1,67	6,43		99,98
6	51,91	0,43	39,88	1,67	6,08		99,96
7	49,98	0,45	41,41	1,60	6,45		99,88
8	50,65	0,36	41,35	1,76	5,86		99,98

Содержание диоксида титана в зернах ильменита варьирует от 50.65 до 52.78 мас. %, при этом количество  $\text{FeO}$  составляет 38.76–41.35 мас. %, а  $\text{MnO}$  – 1.6–1.67 мас. %. Ильмениты из рудных оливинитов содержат в своем составе до 7 мас. %  $\text{MgO}$ , тогда как в ильменитах из рудных пироксенитов и габбро этот элемент отсутствует.

Проведенные исследования показали, что ильменит и титаномагнетит обладают следующими вещественными и морфоструктурными особенностями:

1. Титаномагнетит обладает оптимальными размерами для эффективной переработки, укладываемыми в диапазон 0,2-6 мм [57]. При этом гранулометрический состав руд может обеспечивать возможность эффективного раскрытия при дроблении с минимальным образованием шламов;
2. Руды характеризуются отсутствием тонких сростаний с нерудными минералами, сложных структур распада, низкой степенью хлоритизации;



3. Продукты распада формируются по определённым закономерностям в ряду: ильменит-магнетит и ильменит-гематит;
4. В рудах отсутствуют сложные зональные структуры и неоднородное распределение примесей.

Всё это позволяет их рассматривать как потенциально пригодные для переработки с применением комбинированных схем обогащения [61].

Кроме того, при дальнейшем возможном вовлечении месторождений дополнительно необходимо оценить рудный потенциал широко развитых в Подлысанском и Кедранском массивах зон фенитизации, в которых присутствуют жилы карботермалитов с редкоземельной минерализацией [65].

Таким образом, в результате изучения титаномагнетитовых и титаномагнетит-ильменитовых руд в Подлысанском и Кедранском массиве Лысанского щелочно-ультраосновного комплекса было установлено, что титаномагнетитовые руды из оливинитов могут быть пригодны для переработки с использованием современных схем обогащения.

### **Изучение минералов платиновой группы в сульфидных каплях из перидотитов массива Желос, относящегося к неопротерозойскому барбитайскому комплексу (Восточный Саян).**

Самым крупным и значительным типом геологических месторождений элементов платиновой группы (ЭПГ) являются месторождения, связанные с магматическими сульфидными минералами цветных металлов в расслоенных основных или ультраосновных магматических интрузиях. Общая ассоциация ЭПГ с сульфидными минералами является результатом процессов магматической и сульфидной жидкостной сегрегации, и фракционирования. Минералогическая природа руд зависит от ряда факторов, возникающих при фракционировании сульфидной жидкости. Наиболее значимым из них для минералогии двух важнейших металлов, платины и палладия, является присутствие и концентрация полуметаллов, таких как висмут и теллур, в минерализующей сульфидной жидкости. В то время как родий, иридий, осмий и рутений почти всегда присутствуют в твердом растворе в составе образующихся сульфидных минералов; при наличии достаточного количества полуметаллов Pd и особенно Pt образуют дискретные минералы (например, висмутиды платины) по краям и, возможно, вдали от сульфидов. Результаты проведённых в последние годы экспериментов показывают, что минералы Pt и Pd зарождаются при магматической температуре и растут путем сборки наночастиц ЭПГ-лигандов, а не путем эксоляции катионных и анионных видов металлов из BMS.

В сульфидных каплях обнаружено 10 одиночных и сростков зерен трех минералов платиновой группы размером более 5 мкм и 22 микрофазы размером от 0,3 до 4 мкм [66]. Крупные фазы представлены меренскиитом, омейитом и майченеритом, причем меренскиит преобладает. Среди микроскопических включений выявлены фазы Pd-Bi-Te, Os-Ru-As и Rh-As-S. Состав и взаимоотношения минералов платиновой группы с вмещающими минералами в сульфидных каплях из перидотита массива Желос позволяют предположить, что их образование происходило в результате такой сборки наночастиц PGE-лигандов. Меренскиит из сульфидных капель интрузии Желос имеет необычный состав, несколько отклоняющийся от стехиометрии. В большинстве случаев меренскииты из разных месторождений образуют на тройной диаграмме Pd-Te-Bi тренд вдоль линии меренскиит – фрудит. В нашем случае составы меренскиита образуют компактное поле между точками идеальных составов меренскиита и котульскита. Это позволяет предположить, что наблюдаемая фаза является твёрдым раствором меренскиита и котульскита. Эксперименты Хофмана и МакЛеана (1976) [67] показали, что полный твёрдый раствор между этими минералами существует при температурах от  $575^{\circ} \pm 10^{\circ}$  до  $710^{\circ} \pm 10^{\circ}\text{C}$ . Повышенное содержание теллура в некоторых зернах меренскиита указывает на более высокие температуры их формирования. В составе изученного майченерита отмечается недостаток висмута и избыток теллура. Образование такого майченерита могло происходить в диапазоне температур 489-500 °C [68]. Таким образом, присутствие минералов промежуточного состава между котульскитом и меренскиитом (твёрдый раствор), отсутствие структур распада меренскиита с образованием котульскита, указывают на то, что изученные висмутотеллуриды палладия формировались при температурах 489-700 °C.

## **2.4 Геологические и геохимические данные по позднепалеозойской жильной серии пород Северо-Байкальской щелочной провинции (Бурпалинский массив), стадийность процессов их образования**

Ультраредкометалльный агпаитовый Бурпалинский массив, расположенный в центральной части Северо-Байкальской щелочной провинции, обладает уникальной минерализацией. Считается, что Бурпалинский массив – это многофазная интрузия [69,70]. На массиве выделяется три фазы: ранняя (шонкиниты и меланократовые сиениты), главная (кварцевые сиениты, пуласкиты и нефелиновые сиениты) и жильная, в которую объединяются, в том числе и редкометалльные пегматиты. Проведенные ранее U–Pb-геохронологические исследования Бурпалинского массива по цирконам показали, что возраст щелочных сиенитов (пуласкитов) главной фазы центральной части массива (2 – проба Бур 305/10) составляет  $294 \pm 1$  млн лет, а редкометалльных пегматитов северо-западной части (3 – проба Бур 313/10) –  $283 \pm 8$  млн лет [71]. В процессе исследований редкометалльных пегматитов с помощью микрозонда и СЭМа нами было определено в их составе присутствие монацитов. Впервые проведено исследование типоморфных особенностей и возрастов монацитов методом U–Th–Pb CHIME (PCMA) из двух зон рудоносных пегматитов Бурпалинского массива (Западного и Бритолитового), которое позволило уточнить стадийность образования жильной фазы пород интрузива.

Исследуемые редкометалльные пегматиты внедрились по разломам северо-западной части массива (Западная зона) (рисунок 20) и центральной части массива (Бритолитовая зона) [72]. В целом, пегматиты представлены дайками, прослеживающимися по простиранию до 50 м, мощностью до 20 м, имеют полосчатую или трахитовую текстуру, характеризуются среднезернистой, реже крупнозернистой структурой. Они состоят из микроклина, альбита, пироксенов, амфиболов и акцессорных минералов. Редкометалльная минерализация всех изученных зон щелочно-сиенитовых пегматитов весьма разнообразна и имеет существенные различия. Наиболее обогащенной редкими элементами является Западная зона, возникшая на контакте кварцевых сиенитов с вмещающими породами Холоднинской формации, что подтвердилось проведенными исследованиями на микрозонде и СЭМ. Для данной зоны характерно наличие разнообразнейшей редкометалльной минерализации (30 %), которая сосредоточилась в следующих минералах: лопарит, пирохлор, лоренценит, рамзаит, бурпалит, ксенотим, гиттинсит, катаплеит, ловенит, сейдозерит, эвдиалит, REE-бастнезит, паризит и др. В пегматитах Бритолитовой зоны, расположенной у правой стенки правого Верхнего ручья, встречается в больших количествах мангано-ильменит, титанит, различные цирконосиликаты, а также появляется

бритолит, флюорит и пирит, характерные для апатит-флюоритовых пород и брюстеритовых карбонатитов.

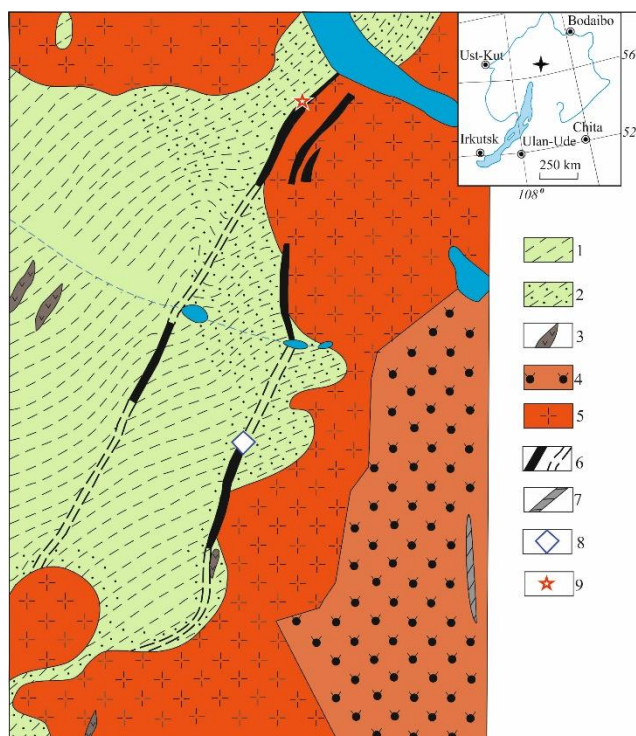


Рисунок 20 - Схема строения Западной зоны Бурпалинского массива. Составлена по материалам [70]

1–песчаники, алевролиты холоднинской свиты; 2– роговики; 3– шонкиниты и меланократовые сиениты; 4 – пуласкиты; 5– кварцевые сиениты; 6 – зоны редкометалльных пегматитов; 7 – апатит-флюоритовая жила; 8 – место отбора проб для геохронологических Th-U-Pb-исследований по монациту ( проба Бур 307/4); 9 – места отбора проб для U-Pb-геохронологических исследований по циркону (проба Бур 313/10 [71]).

Общий химический состав пород:  $\text{SiO}_2$  – 58.18,  $\text{TiO}_2$  – 1.31,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 13.01,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 6.82,  $\text{FeO}$  – 2.00,  $\text{MnO}$  – 0.68,  $\text{MgO}$  – 2.36,  $\text{CaO}$  – 2.17,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2.66,  $\text{K}_2\text{O}$  – 9.40,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0.14,  $\text{H}_2\text{O}$  – 1.25, сумма 99.98 мас. %. [69].

Монацит относится к классу фосфатов лантаноидов с общей формулой  $\text{APO}_4$ , где A – LREE, Th, Y, Ca, Pb, U и др. [73]. При этом монацит имеет чрезвычайно переменный состав. Благодаря высоким содержаниям U и Th, а также низкому исходному содержанию нерадиогенного Pb, монацит получил широкое признание как хороший *in situ* геохронометр [74,75,76,77,78]. Монациты из редкометалльных пегматитов Западной зоны Бурпалинского массива представлены удлиненными или изометрическими кристаллами. Они находятся в сростках с (Ce)-лопаритом, (Y)-ксенотимом (рисунок 21a), гиттинситом и (Ce)-бастназитом (рисунок 21b, c). В состав данной ассоциации также входят лоренцит, рутил и флогопит (рисунок 21a, b, c).

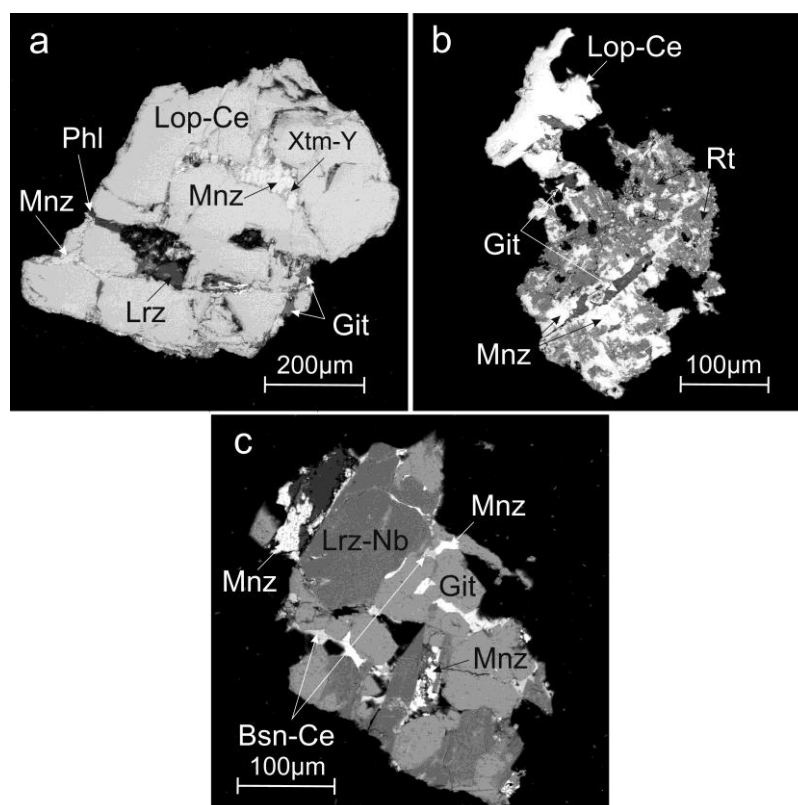


Рисунок 21 - Изображение BSE (в отраженных электронах) монацита и других минералов из редкометалльных пегматитов Западной зоны Бурпалинского массива  
Обозначения: Bsn-Ce – бастнезит - (Ce); Git – гиттингсит; Lop-Ce – лопарит - (Ce); Lrz – лоренценит; Mnz – монацит; Phl – флогопит; Rt - рутил; Xtm-Y – ксенотим - (Y).

Симптоматично, что монацит ассоциируется с представителем фосфатов – ксенотимом-(Y), который также является концентратором РЗЭ. Он содержит в среднем до 30 мас. % Y, 6 мас. %  $\text{Ce}_2\text{O}_3$ , 7 мас. %  $\text{La}_2\text{O}_3$  и 2 мас. %  $\text{Nd}_2\text{O}_3$ , кроме того, до 3 мас. %  $\text{ThO}_2$  и 4 мас. %  $\text{UO}_2$ . Се-лопарит является еще одним концентратом редкоземельных элементов в этой ассоциации. Среднее содержание  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  в нем достигает 17 мас. %,  $\text{La}_2\text{O}_3$  – 12 мас. %,  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  – 4 мас. %, в то время как содержание  $\text{ThO}_2$  может достигать 12 мас. %. Церий также присутствует в (Ce)-бастнезите, где содержание  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  достигает 35 мас. %. Помимо Се-лопарита, титан был обнаружен как самостоятельный минерал - рутил, а также в составе лоренценита. Рутил характеризуется наличием примесей  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  – 6 мас. %,  $\text{FeO}$  – 3 мас. % и  $\text{ThO}_2$  – 2 мас. %. Содержание возможных примесей в гиттингситах и лоренценитах ниже предела обнаружения. В целом, все монациты из редкометалльных пегматитов Западной зоны относятся к Се разновидности, содержания  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  в пределах 8-20 wt %, содержания  $\text{La}_2\text{O}_3$  4-11 wt %.

Монациты из редкометалльных пегматитов Бритолитовой зоны также представлены изометричными, несколько удлиненными кристаллами. Они находятся в сростках с апатитом, флюоритом, кварцем, (Се)-бастнезитом и кальцитом (рисунок 22а, б).

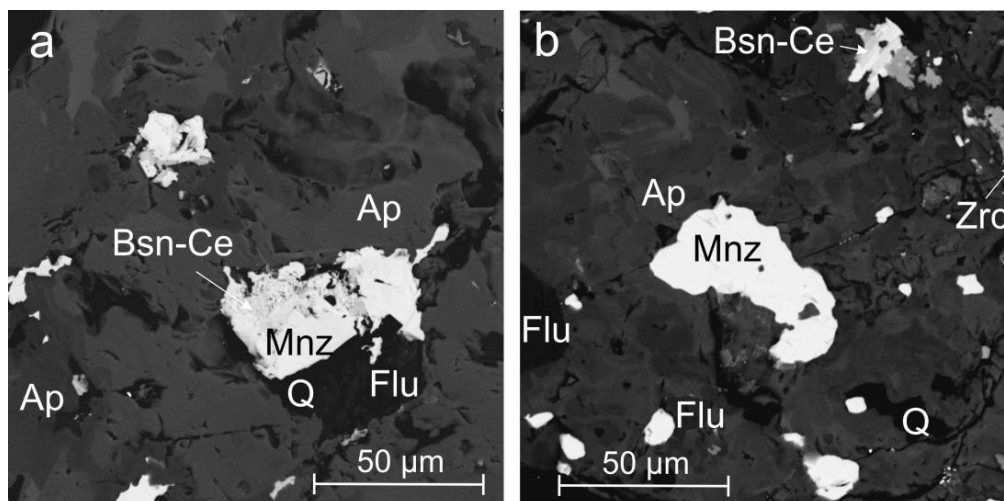


Рисунок 22 - Изображение BSE (в отраженных электронах). Включения монацита и других минералов в зернах апатита из редкометалльных пегматитов центральной части Бурпалинского массива: (а) – монацит в ассоциации с Се-бастнезитом, флюоритом и кварцем в апатите; (б) – монацит в апатите в ассоциации с Се-бастнезитом, флюоритом, цирконом и кварцем

Обозначения: Ap – апатит, Bsn-Ce – бастнезит-(Ce), Flu – флюорит, Mnz – монацит, Q – кварц, Zrn – циркон.

В ассоциации также присутствуют Ti минералы: мангано-ильменит, титанит, характерные для апатит-флюоритовых пород массива. Среди монацитов редкометалльных пегматитов Бритолитовой зоны выделены монациты - (Ce) и монациты - (La). Содержания  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  в пределах 28-35 wt %, содержания  $\text{La}_2\text{O}_3$  в пределах 22-33 wt %.

На классификационной диаграмме (рисунок 23) монациты из редкометалльных пегматитов Западной и Бритолитовой зоны имеют существенные отличия.

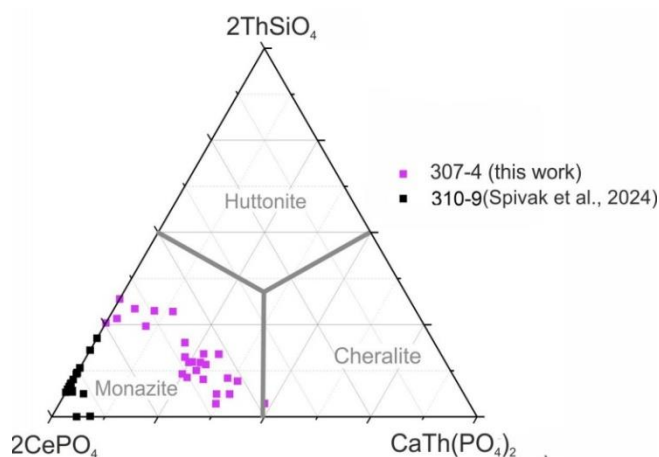


Рисунок 23 - Тройная классификационная диаграмма номенклатуры систем  $2\text{CePO}_4 - \text{CaTh}(\text{PO}_4)_2 - 2\text{ThSiO}_4$  для сравнения монацита 307-4 пробы из Западной зоны и 310-9 пробы из Бритолитовой зоны массива Бурпала [72]

Условные обозначения: серые пунктирные линии – номенклатура системы  $2\text{CePO}_4 - \text{CaTh}(\text{PO}_4)_2 - 2\text{ThSiO}_4$  [79,80]; серые толстые линии – “новое” трехстороннее разделение для системы монацит – чералит – хаттонит [81]. При расчете соотношений конечных элементов, исходя из 4 атомов кислорода, к  $\text{CePO}_4$  добавляли содержание других РЗЭ, Pb, Sr и U объединяли с  $\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2$ , все оставшиеся Th рассчитан с использованием Si для  $\text{ThSiO}_4$ .

Монациты Западной зоны характеризуются повышенными содержаниями  $\text{ThO}_2$  – 16-29 wt %,  $\text{SiO}_2$  – 3-13 wt %,  $\text{CaO}$  – 3-4 wt %,  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  – 28-35 wt % по сравнению с монацитами из редкометалльных пегматитов Бритолитовой зоны.

На диаграммах (рисунок 24, 25) показаны соотношения компонентов, позволяющие отличать типохимические особенности монацита из редкометалльных пегматитов двух изучаемых зон. Монацит из пегматитов Западной зоны отличается более высокими содержаниями главных элементов (Si, Ca, P), LILE (Sr), HFSE (Th, U, Pb, Zr, MREE) по сравнению с монацитом из пегматитов Бритолитовой зоны, для которого характерны повышенные содержания LREE (La, Ce, Nd).

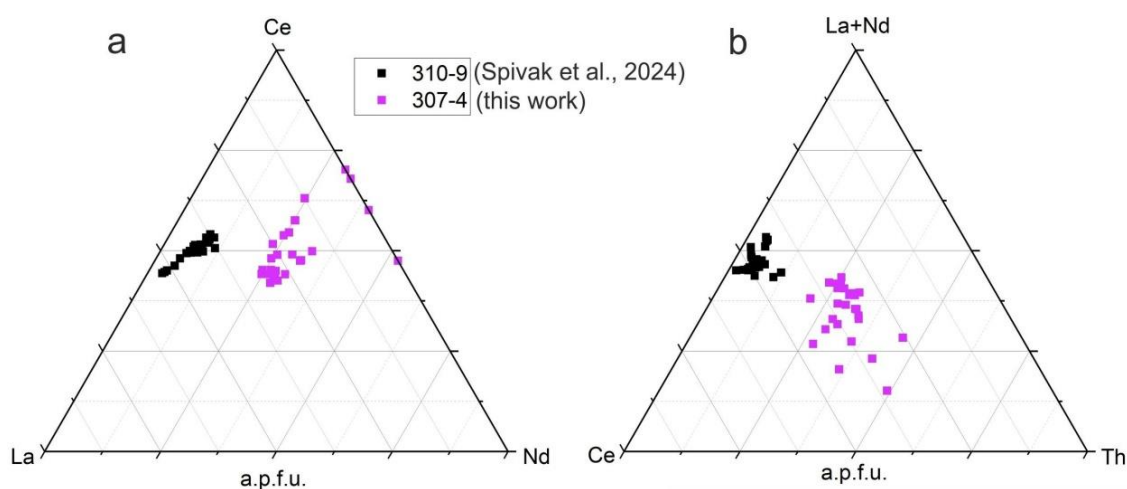


Рисунок 24 - Диаграммы (a) La–Ce–Nd и (b) Ce–La+Nd–Th для изученных монацитов пробы 307-4 из Западной зоны и пробы 310-9 из Бритолитовой зоны массива Бурпала [72]

По элементному составу монациты Западной и Бритолитовой зоны существенно отличаются друг от друга, образуя на диаграммах отличные друг от друга группы, и даже в некоторых случаях отдельные тренды.

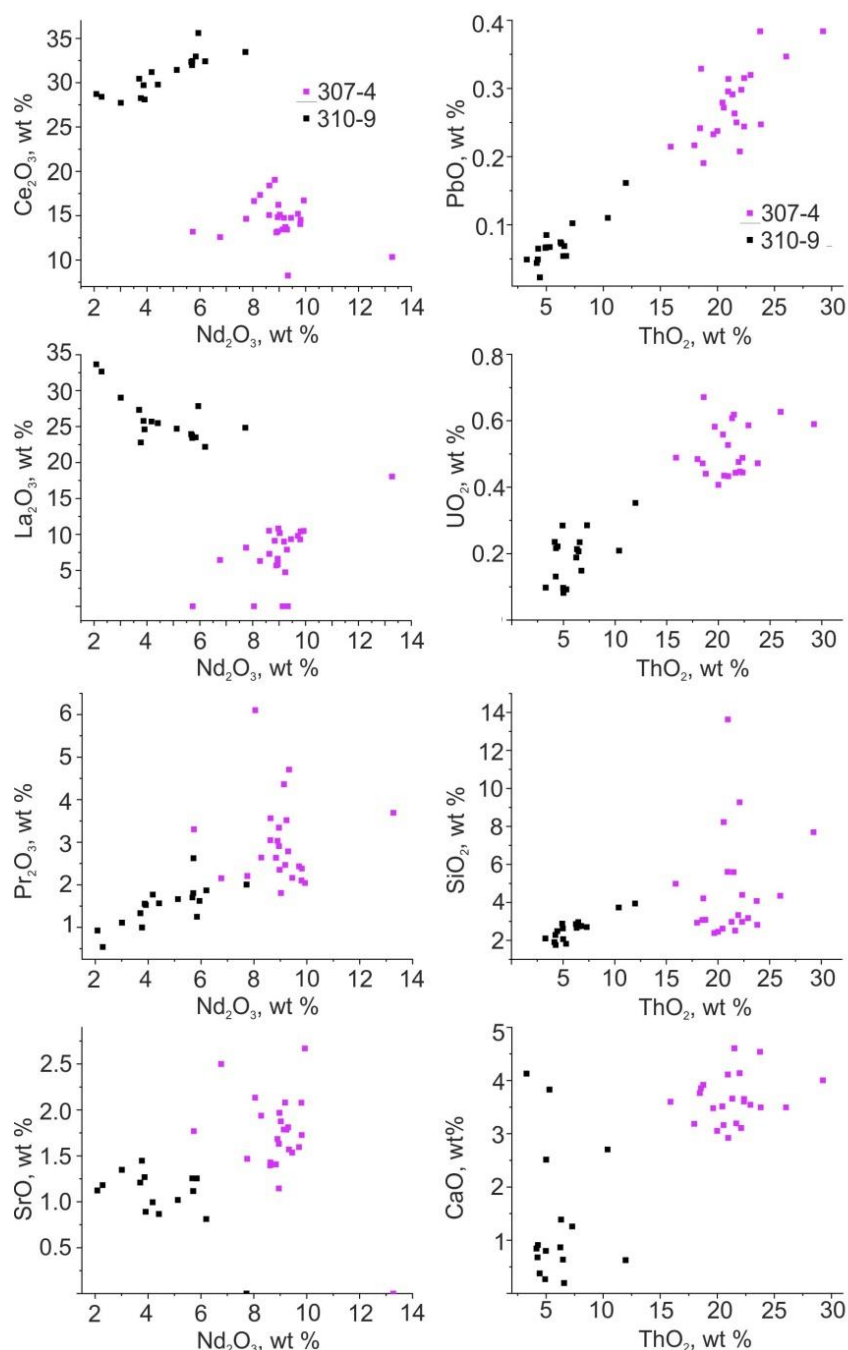


Рисунок 25 - Корреляции между популяциями катионов в монацитах пробы 307-4 из Западной зоны и пробы 310-9 из Бритолитовой зоны массива Бурпала [72]

Возраст монацитов рассчитывали методом CHIME (chemical Th-U-total Pb isochron method) [75]. Несомненным достоинством метода является высокая локальность (2–3 мкм) и возможность анализа мономинеральных микроучастков, недоступная локальным изотопным методам анализа – SHRIMP и ICP-MS с лазерной абляцией. По полученным в Х точках содержаниям Th, U и Pb были рассчитаны точечные возраста и значения  $\text{ThO}_2^*$ , включающее в себя содержания  $\text{ThO}_2$  и  $\text{UO}_2$ , необходимые для построения изохроны. Результаты представлены в таблице 2. Разброс точечных возрастов относительно средневзвешенного значения возраста  $284 \pm 15$  млн лет небольшой, значимых отклонений не



наблюдается. Несмотря на то, что монациты неоднородны по составу, их точечные возраста близки. Определение возраста по минералам геохронометрам, среди которых большое количество именно рудных минералов, является на сегодняшний день перспективным направлением и позволяет расширять наши знания о времени проявления рудных процессов.

Таблица 2 - Рассчитанный возраст монацитов из Западной зоны Бурпалинского массива

#№	ThO <sub>2</sub> *	PbO	T, млн лет	ошибка, ± 2σ
Sp.1	21.32	0.24	266	31
Sp.2	23.09	0.25	257	30
Sp.3	25.32	0.25	234	27
Sp.4	23.92	0.24	238	29
Sp.5	24.83	0.32	305	31
Sp.6	19.30	0.27	331	41
Sp.7	22.26	0.28	297	30
Sp.8	23.30	0.29	295	32
Sp.9	21.52	0.23	253	33
Sp.11	28.07	0.35	295	27
Sp.12	31.17	0.38	289	26
Sp.13	20.76	0.33	375	36
Sp.14	28.21	0.38	319	33
Sp.15	20.00	0.24	284	34
Sp.16	20.19	0.19	223	37
Sp.17	22.66	0.30	313	33
Sp.18	23.51	0.26	262	34
Sp.20	17.49	0.21	284	41
Sp.23	23.51	0.21	212	32
Sp.24	23.77	0.32	318	35
Sp.1a	19.54	0.22	267	33
Sp.2a	23.55	0.30	301	27
Sp.3a	21.96	0.27	291	29
Sp.4a	22.36	0.31	328	28
<b>Рассчитанный средний возраст</b>			<b>284±15 млн лет</b>	
<b>Возраст по методу изохроны</b>			<b>287 ± 45 млн лет</b>	

На основе рассчитанных значений ThO<sub>2</sub>\* и PbO была построена изохрона в программе Isoplot 3.66 [82], с учетом ошибок определения ThO<sub>2</sub>\* и PbO. Как видно на рисунке 26 через все точки можно построить изохрону, которая описывается прямой линией. Возраст, рассчитанный методом изохроны, составил 287±45 млн лет.

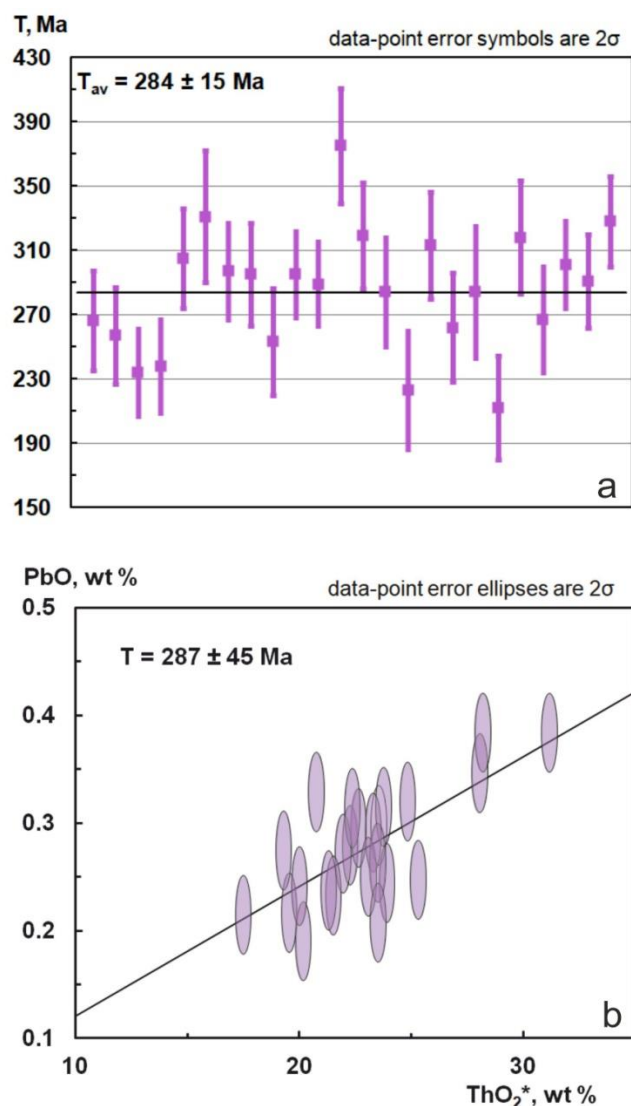


Рисунок 26 - (а) Разброс точечных возрастов относительно средневзвешенного значения возраста исследуемых монацитов Западной зоны Бурпалинского массива (СКВО = 2,2; ошибка рассчитана по  $2\sigma$  – критерию); (b) Изохрона  $ThO_2^*$  -  $PbO$ , построенная методом CHIME, по результатам анализа монацитов методом ЭЗРСА (СКВО = 1; ошибка рассчитана по  $2\sigma$  – критерию)

Так, полученный изохронный возраст редкометалльных пегматитов Западной зоны по монацитам ( $287 \pm 45$  млн лет) по своему значению сопоставим с полученным ранее возрастом по цирконам из параллельных даек (рисунок 20). Полученный возраст по монациту из редкометалльных пегматитов Бритолитовой зоны ( $273 \pm 69$  млн лет) [72] свидетельствует, что они внедрялись после таковой Западной зоны. Важно отметить, что повышенные содержания бритолитового минала в пегматитах Бритолитовой зоны характерны и для брюстеритовых карбонатитов массива, которые совместно с кварц-карбонатными карбонатитами и апатит-флюоритовыми породами объединяются нами в отдельную заключительную фазу [83]. Таким образом, образование редкометалльных

пегматитов Западной зоны предшествовало образованию редкометалльных пегматитов Бритолитовой зоны.

Полученный возраст по монацитам из двух зон пегматитов Бурпалинского массива близок по времени формирования пуласкитам главной фазы и редкометалльным пегматитам СЗ зоны массива и относится к единому позднепалеозойскому этапу проявления внутриплитного магматизма северного обрамления Ангаро-Витимского батолита [84].

## 2.5 Амфиболсодержащие щелочные граниты Зашихинского месторождения (Восточный Саян) и оценка рудоносности пород

Исследования, проведенные в 2025 году, были направлены на изучение амфиболсодержащих гранитов Зашихинского тантал-ниобиевого месторождения (Восточный Саян) – редкометалльных пород начальных этапов формирования месторождения.

С момента открытия Зашихинского месторождения амфиболсодержащие породы относили к позднепалеозойским щелочным рибекитовым гранитам Хайламинского массива и протолитионит-рибекит-арфведсонитовым метасоматитам Зашихинского месторождения [85] или только к арфведсонитовым гранитам Зашихинского месторождения [86] (рисунок 27). Для уточнения геологического строения Зашихинского месторождения и установления процессов, ответственных за формирование редкометалльных руд впервые проведено сопоставление геохимических, изотопно-геохимических и минералогических данных двух разновидностей амфиболсодержащих пород. Аналитические данные разных лет, полученные исполнителями проекта, показали, что породы месторождения представлены щелочными гранитами и альбититами, при этом ведущая роль при образовании редкометалльной минерализации была отведена длительной кристаллизационной дифференциации расплава с закономерным накоплением несовместимых элементов [86,87,88,89,90].

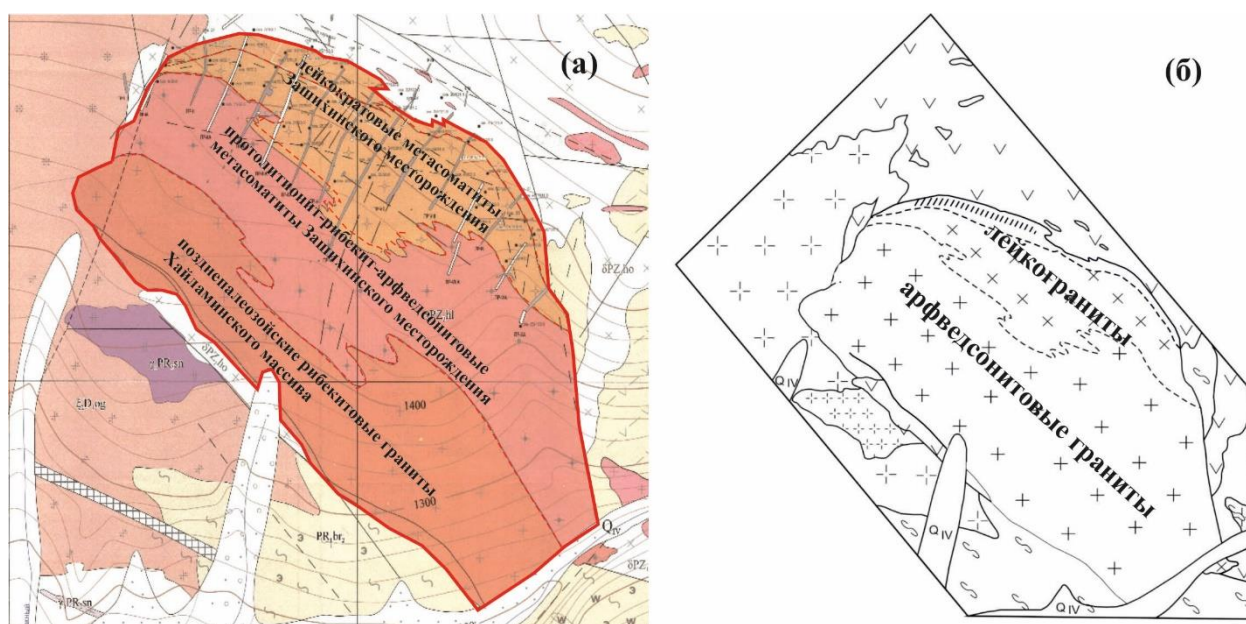


Рисунок 27 – Схема строения Зашихинского месторождения по [85] (а) и по [86] (б)

## Минералого-петрографическая характеристика амфиболсодержащих гранитов

Кварц-микроклин-альбитовые граниты с тонкоигольчатым амфиболом (рибекитовые граниты, гранит-порфиры Хайламинского массива [85]) прослеживаются в юго-западной части месторождения (рисунок 27а) и представляют собой полнокристаллическую крупно-среднезернистую породу с массивной текстурой, сложенную кварцем (~ 30–35 об. %), микроклином (~ 25–35 об. %), альбитом (~ 10–15 об. %), амфиболом щелочного ряда (~ 10 об. %) (рисунок 28а). В качестве аксессуарных минералов установлены колумбит, циркон, литиевая слюда, торит, монацит, пироксор, REE-карбонаты. Амфибол в породе присутствует в значимых количествах и преобладает над другими темноцветными минералами. В образцах распределен равномерно, образует хаотично ориентированные тонкоигольчатые кристаллы размером до 10 мм в базисе силикатных минералов (рисунок 28а). В породе – черный непрозрачный, в шлифах минерал отличается отчетливо выраженным плеохроизмом: от индигово-синего по  $N_p$  до сине-зеленого по  $N_g$  (рисунок 28б).

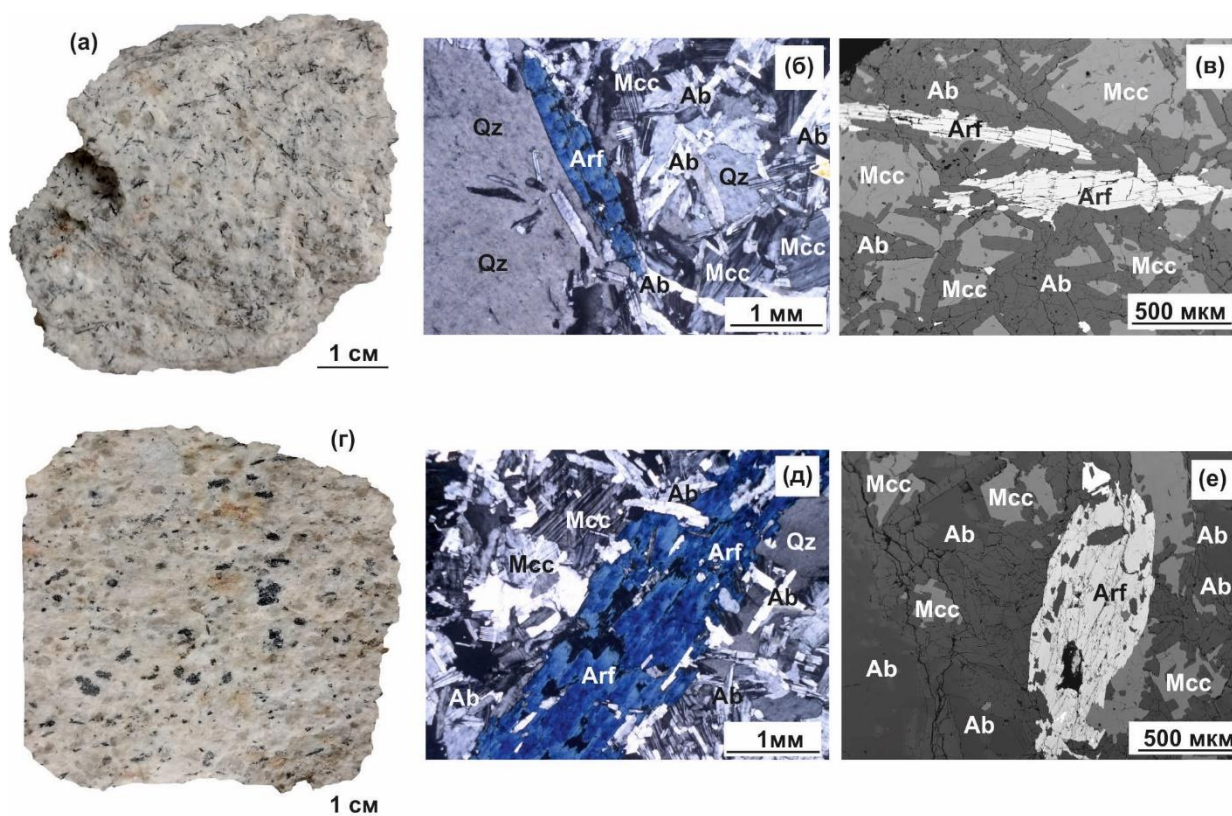


Рисунок 28 – Щелочные граниты Зашихинского месторождения  
гранит с игольчатым амфиболом: а – фотография образца, б – микрофотография шлифа, в – электронно-зондовое изображение; гранит с пойкилитовым амфиболом: г – фотография образца, д – микрофотография шлифа, е – электронно-зондовое изображение.

Ab – альбит, Arf – арфведсонит, Mcc – микроклин, Qz – кварц



Амфибол имеет однородный химический состав и характеризуется высокими содержаниями щелочей (более 10 мас. %  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) с преобладанием натрия, железа (до 29,65 мас. %  $\text{FeO}$  общ), алюминия (до 1,92 мас. %), фтора (до 3,0 мас. %), низкими концентрациями магния (до 0,09 мас. %  $\text{MgO}$ ) и титана (до 0,14 мас. %  $\text{TiO}_2$ ), отсутствием кальция [90]. Ранее минерал данной разновидности гранитов диагностировался как рибекит [85]. По результатам проведенных электронно-зондовых исследований (рисунок 28в) он относится к подгруппе Na-амфиболов и представлен арфведсонитом с высоким содержанием F > 1 ф.е. (фтор-арфведсонитом) (рисунок 29а) [91,92]. Моноклинные амфиболы подобного состава характерны для щелочных пород, в том числе для гранитов и метасоматитов и, как правило, содержат повышенные концентрации Li [93]. В игольчатом фтор-арфведсоните в гранитах Зашихинского месторождения содержания  $\text{Li}_2\text{O}$  достигают 0,49 мас. % [85].

При сопоставлении минералого-петрографических данных, помимо щелочного амфибола, особое внимание было уделено колумбиту – главному рудному минералу месторождения, который встречен во всех разновидностях пород. В гранитах с игольчатым амфиболом он образует равномерную вкрапленность, размер гелиоморфных зерен составляет 0,2–0,5 мм и представлен колумбитом-Mn (рисунок 3б):  $\text{Ta}/(\text{Ta}+\text{Nb}) = 0,03\text{--}0,1$  и  $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Fe}) = 0,61\text{--}0,82$ . Колумбит характеризуется повышенными содержаниями  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  (до 76,29 мас. %),  $\text{FeO}$  (до 8,05 мас. %),  $\text{MnO}$  (до 14,83 мас. %), также установлены  $\text{TiO}_2$  (до 1,84 мас. %),  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  (до 6,54 мас. %),  $\text{ZnO}$  (до 0,16 мас. %) [90].

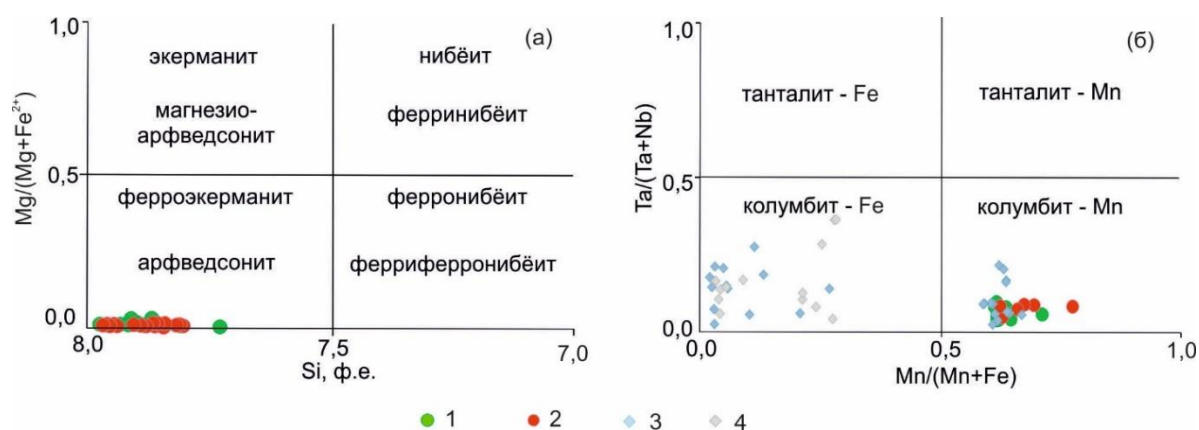


Рисунок 29 – Составы амфиболов (а) и колумбитов (б) из щелочных пород Зашихинского месторождения

1 – кварц-микроклин-альбитовые граниты с игольчатым амфиболом; 2 – кварц-микроклин-альбитовые граниты с пойкилитовым амфиболом; 3 – кварц-альбит-микроклиновые лейкограниты [86]; 4 – кварц-альбитовые граниты и альбититы [86].

Кварц-микроклин-альбитовые граниты с пойкилитовым амфиболом (протолитионит-рибекит-арфведсонитовые метасоматиты [85]) наблюдаются в центральной части месторождения (рисунок 27а) являются крупно-среднезернистой

породой с массивной текстурой и сложены микроклином, альбитом и кварцем. Минеральный состав породы близок щелочным гранитам с игольчатым амфиболом. В изученных гранитах содержание амфибола составляет ~ 5–10 об. %, он кристаллизуется в виде пойкилокристаллов размером до 10 мм (рисунок 28г). Часто в амфиболе фиксируются включения гипидиоморфных зерен колумбита как мелких (около 10 мкм), так и более крупных (100–400 мкм), а также включения и вроски альбита и кварца. В породе амфибол – черный непрозрачный, в шлифах характерен ярко выраженный плеохроизм: от индиго-синего по Nr до сине-зеленого по Ng (рисунок 28д).

Согласно электронно-зондовому микроанализу (рисунок 28е), минерал имеет однородный химический состав, характеризуется высокими содержаниями Na<sub>2</sub>O (до 10,18 мас. %), FeO (до 33,93 мас. %), F (до 2,80 мас. %) и низкими концентрациями MgO (до 0,05 мас. %), TiO<sub>2</sub> (до 0,14 мас. %) [90]. Также определен Li<sub>2</sub>O до 0,53 мас. % [85]. От игольчатого амфибола отличается незначительными содержаниями CaO (до 0,02 мас. %) и слегка повышенными расчетными значениями соотношений окисного и закисного железа и H<sub>2</sub>O [90]. Установленный химический состав минерала идентичен составу амфибола из шлиховых проб данного типа гранитов, изученный ранее [86]. Согласно классификации ИМА, относится к группе Na-амфиболов, представлен арфведсонитом (фтор-арфведсонитом) (рисунок 29а) [91,92]. В целом, две морфологические разновидности амфибола имеют близкий химический состав и на диаграммах образуют единый тренд (рисунок 29а).

Основной рудный минерал данных гранитов также представлен колумбитом-Mn: Ta/(Ta+Nb) = 0,05–0,07 и Mn/(Mn+Fe) = 0,62–0,77. Гипидиоморфные зерна (размером до 0,5 мм) встречены в породе в виде равномерной вкрапленности в матрице породообразующих минералов, а также в качестве включений разной размерности в пойкилокристаллах амфибола. В минерале установлены повышенные концентрации Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (до 75,35 мас. %), FeO (до 7,88 мас. %), MnO (до 14,83 мас. %), Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (до 5,67 мас. %) [90]. В целом, колумбиты из двух разновидностей амфиболсодержащих гранитов месторождения имеют близкий химический состав и на бинарных диаграммах образуют единое поле фигуративных точек (рисунок 29б). Колумбит-Fe, установленный в лейкократовых разновидностях гранитов, в амфиболсодержащих – не обнаружен.

Таким образом, меланократовые разновидности редкометалльных гранитов Зашихинского месторождения содержат большое количество амфибола, который в данных породах можно отнести к породообразующим минералам с преобладающей ролью среди темноцветных. Несмотря на смену морфологии, от небольших игольчатых идиоморфных кристаллов амфибола, соразмерных микроклину и кварцу, до минерала пойкилитового



облика, полученные аналитические данные показали принадлежность натриевого амфибола к одному минеральному виду, который представлен арфведсонитом с высоким содержанием фтора (более 1 ф.е.). Обе морфологические разновидности амфибола характеризуются повышенным содержанием щелочей при преобладании натрия. Присутствие Zn в структуре минерала ( $\sim 0,2$  ф.е.), является показателем низкой  $f_{S_2}$ , высокой  $f_{O_2}$ , высокой щелочности (агпаитности) и флюидонасыщенности среды [93].

### **Вещественный состав амфиболсодержащих гранитов**

Кварц-микроклин-альбитовые граниты с тонкоигольчатым амфиболом по петрохимическим характеристикам отнесены к умеренно-щелочным лейкогранитам (73,46–79,87 мас. %  $SiO_2$ , 7,15–9,18 мас. %  $Na_2O+K_2O$ ) (рисунок 30а), на диаграмме  $SiO_2$ – $K_2O$  соответствуют высококалиевым разновидностям (рисунок 30б), характеризуются высокой железистостью (Fe индекс  $\sim 0,96$ ) (рисунок 30в) и относятся к области пересыщенных щелочами гранитов (рисунок 30г). Основные геохимические характеристики и минеральный состав пород массива отвечают гранитам А-типа [94,95,96]. В изученных гранитах установлены повышенные содержания большинства несовместимых элементов (Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, REE), концентрации Nb и Ta составляют 582–1476 ppm и 83–195 ppm, соответственно. Наблюдается умеренное обогащение легкими лантаноидами ( $La/Yb_{(n)}$  до 4,16). Подобное распределение значительно отличает щелочные граниты с игольчатым амфиболом от лейкократовых разновидностей пород и руд месторождения, для которых характерны более высокие концентрации MREE и HREE (рисунок 31а).

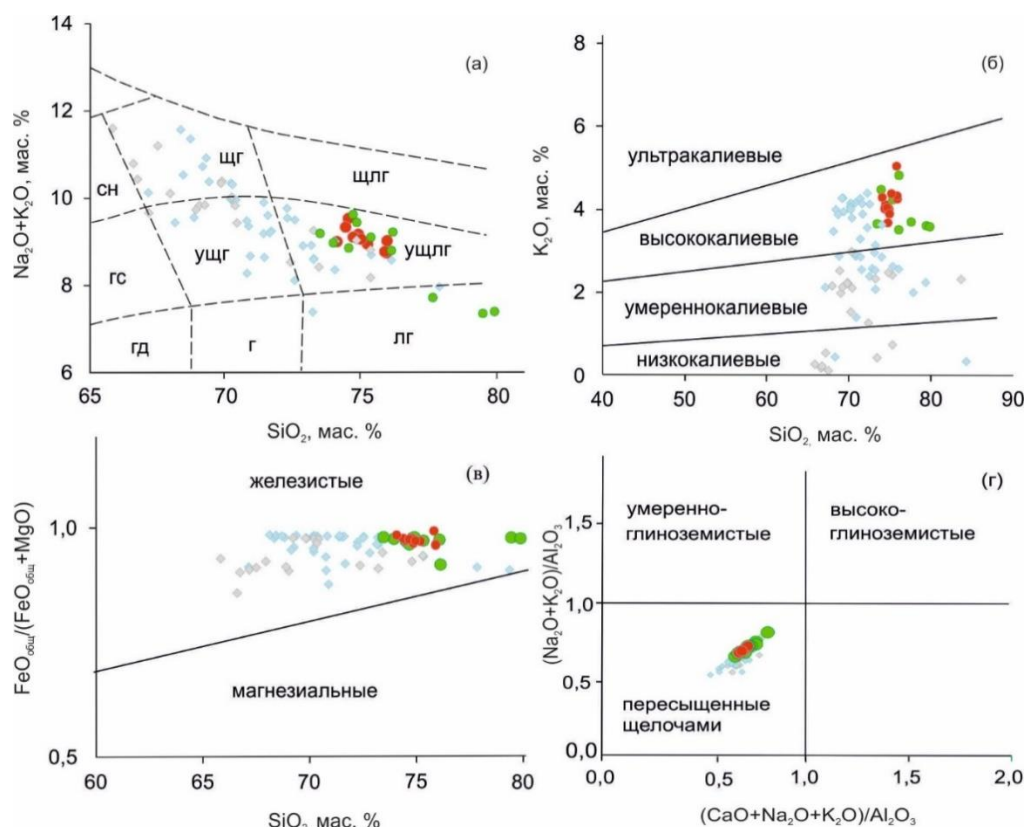


Рисунок 30 – Петрохимические диаграммы для щелочных пород Зашихинского месторождения

а – диаграмма  $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  по [97]: сн – сиениты, щг – щелочные граниты, щлг – щелочные лейкограниты, гс – граносиениты, ущг – умеренно-щелочные граниты, ущлг – умеренно-щелочные лейкограниты, гд – гранодиориты, г – граниты, лг – лейкограниты; б – диаграмма  $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$  по [98]; в – диаграмма  $\text{SiO}_2\text{--FeO}_{\text{общ}}/(\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO})$ ; г – диаграмма  $(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  по [99]. Составы редкометалльных гранитов приведены в работах [86,87]. Условные обозначения соответствуют рисунку 29.

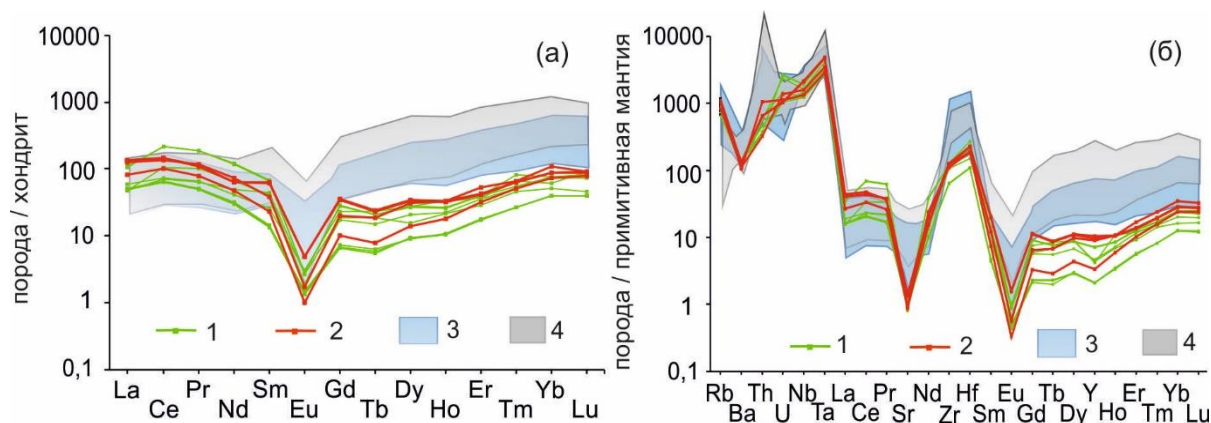


Рисунок 31 – Распределение микроэлементов в породах Зашихинского месторождения, нормированных на хондрит и состав примитивной мантии [6]

1 – кварц-микроклин-альбитовые граниты с игольчатым амфиболом; 2 – кварц-микроклин-альбитовые граниты с пойкилитовым амфиболом; 3 – поле составов кварц-альбит-микроклиновых лейкогранитов; 4 – поле составов кварц-альбитовых гранитов и альбититов. Составы пород приведены в работах [86,87].

Кварц-микроклин-альбитовые граниты с пойкилитовым амфиболом соответствуют умеренно-щелочным лейкогранитам (74,07–75,91 мас. %  $\text{SiO}_2$ , 8,77–9,33 мас. %  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) (рисунок 30 а), характеризуются высокой железистостью (Fe индекс  $\sim 0,97$ ) (рисунок 30б), относятся к высококалиевым разновидностям (рисунок 30в) и области пересыщенных щелочами пород (коэффициенты A/NK и ASI меньше 1,0) (рисунок 30г). Геохимический и минеральный составы позволяют классифицировать породы как граниты А-типа. В изученных породах также установлены повышенные содержания несовместимых элементов [86,87,90], диапазоны концентраций Nb и Ta составляют 809–1595 ppm и 84–201 ppm. Спектры распределения микроэлементов показали умеренное обогащение LREE ( $\text{La}/\text{Yb}_{(n)}$  до 5,13) (рисунок 5а) и положительные аномалии Ta, Zr, Hf (рисунок 31б).

Таким образом, щелочные граниты с игольчатым и пойкилитовым амфиболом характеризуются близкими петрохимическим и микроэлементным составами, породы образуют единое поле фигуративных точек на различных дискриминационных диаграммах, а спектры распределения редких элементов перекрывают друг друга. Все проанализированные пробы соответствуют умеренно-щелочным лейкогранитам с высокими концентрациями несовместимых элементов, содержания  $\Sigma\text{HFSE}+\text{REE}$  достигают  $\sim 4000$  г/т. Две разновидности амфиболсодержащих гранитов демонстрируют незначительное преобладание LREE над HREE ( $\text{La}/\text{Yb}_{(n)}$  достигает  $\sim 5$ ). В изученных породах наблюдаются резкие отрицательные аномалии Ba, Sr и Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0,1$ ) (рисунок 31б), высокие значения  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$  ( $> 2,8$ ) и  $\text{Fe}^\#$  ( $> 0,9$ ), характерные для гранитов А-типа. Также только в данных гранитах установлена небольшая отрицательная Y-аномалия, которую можно объяснить фракционированием в высокофтористом расплаве Y-содержащих минералов (например, таких как ксенотим-(Y) или гагаринит-(Y)).

Сходство минерального и вещественного составов амфиболсодержащих гранитов Зашихинского месторождения указывает на тесную генетическую связь между этими породами, их формирование проходило в рамках одного магматического события из общего источника. Это подтверждается близким изотопным составом кислорода в образцах кварца (от +8,7 до +9,4 ‰  $\delta^{18}\text{O}$ , согласно [Алымова и др., 2025]) и близкими значениями  $\varepsilon\text{Nd}(\text{T})$  (1,4 и 1,6 по [100]). Полученные результаты показали допустимость объединения двух разновидностей амфиболсодержащих гранитов в один тип пород, а по содержаниям стратегических металлов они могут быть отнесены к бедным Ta-Nb-Zr-REE рудам Зашихинского месторождения. Морфологическое различие амфиболов натриевой подгруппы, возможно, связано с разной скоростью охлаждения (кристаллизации) щелочного расплава: образование пород с тонкоигольчатым арфведсонитом происходило быстрее, чем формирование редкометалльных гранитов с пойкилокристаллами.

## **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

**(результаты за 2021-2025 г.г.)**

Цель проекта заключается в создании генетических моделей образования и эволюции ультраосновных-основных комплексов Сибирского кратона, его складчатого обрамления и связанных с ними рудно-магматических систем. Все 6 направлений работ в проекте логически связаны между собой, поскольку объектами исследования являются продукты эволюции мантийных и коровых магм в структурах Сибирского кратона и его складчатого обрамления. В итоге получены следующие важнейшие результаты:

Первое направление, раздел 1.1.

2021 г. - Установлен механизм и дана оценка Р-Т параметров образования пироксенитовых жил в пределах Эгийнгольского перидотитового массива (Северная Монголия) при взаимодействии перидотитов с бонинитовыми расплавами.

2022 г. - Расшифрована геодинамическая обстановка образования базитов офиолитовых комплексов Эрдэнэ-Уул (ЮЗ Монголия) и Адацаг (Центральная Монголия), которые сформировались в задуговом бассейне (Эрдэнэ-Уул) и в обстановке перехода от задугового бассейна к островной дуге (Адацаг).

2023 г. - По изотопно-геохимическим особенностям ассоциации MORB-IAT-бониниты уточнена модель образования офиолитов Восточного Саяна, представляющих собой фрагменты литосферы, которая формировалась в спрединговом центре вблизи от зоны субдукции.

2024 г. - На основе изучения перидотитовых массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса показано, что надсубдукционная литосферная мантия может быть не так окислена, как ранее предполагалось. Представляющие ее перидотиты демонстрируют широкий диапазон вариаций фугитивности кислорода. Причины этого – условия плавления, наличие процесса взаимодействия с расплавом и разная интенсивность проработки надсубдукционным окисленным флюидом.

2025 г. - На примере надсубдукционных офиолитовых комплексов юга Сибири и Монголии установлено, что геохимия клинопироксена является важным индикатором для выявления родоначальных расплавов (бониниты, IAT, BABB) кумулятов офиолитов и установления их связи с дайками и лавами верхней части разрезов. Этот подход актуален для тех случаев, когда в офиолитовых разрезах сохраняются лишь нижние части океанической коры.

Второе направление, раздел 2.1.

2021 г. - Изучен состав литосферной мантии под Мирнинским кимберлитовым полем. На основе данных по петрографическим особенностям, составу минералов (гранат, клинопироксен) дана вещественная характеристика различных типов пород в литосферной мантии, также с помощью различных геотермобарометров были рассчитаны P-T характеристики равновесия пород. В целом гранаты из литосферной мантии под Мирнинским кимберлитовым полем характеризуются низкотитанистым составом (до 0.7 мас. %). Другие южные алмазоносные поля Якутской провинции отличаются относительно высоким содержанием  $\text{TiO}_2$  в гранатах (до 0.7 - 1.3 мас. %) и высоким значением  $\text{Mg\#}$  (80.6-82.6). Литосферная мантия под Мирнинским кимберлитовым полем также отличается от литосферной мантии под другими алмазоносными полями более широким развитием эклогитов и пироксенитов (до 50%), низко-Ti составом пород и практически полным отсутствием деформированных разновидностей перидотитов. Данные признаки свидетельствуют о минимальном проявлении процессов метасоматического преобразования силикатными расплавами в литосферной мантии под Мирнинским полем (в отличие от центра Сибирского кратона), что в целом явилось благоприятным условием лучшей сохранности алмазов.

2022 г. - Изучен изотопно-геохимический состав кимберлитов наиболее древней эпохи (400-420 млн лет) кимберлитового вулканизма Якутской провинции (Чомурдахское, Западно-Укукитское, Огонер-Юряхское и Мерчимденское кимберлитовые поля). Установлено, что кимберлиты самых древних полей Якутской провинции по химическому составу относятся преимущественным образом к Mg-Fe петрохимическому типу, характеризующимся высоким содержанием FeO и  $\text{TiO}_2$  (более 8.9 и 1.8 мас. % соответственно) и, как показало сравнение на примере Куойкского поля - самого молодого (150-170 млн. лет) возраста, - они не отличаются по составу от других северных полей. Геохимический состав древних кимберлитов очень близок к составу алмазоносных кимберлитов, но отличается более высоким содержанием Rb, Cs, Ta, Nb, Hf, Zr, что обусловлено более высокой щелочностью и более высоким содержанием  $\text{TiO}_2$  исследуемых кимберлитов. Сравнение микроэлементного и изотопного Sr-Nd состава перовскитов из кимберлитов северных древних и южных алмазоносных полей показало их полную тождественность. Отличительной особенностью разреза литосферной мантии под Чомурдахским и Огонер-Юряхским полями явилось высокое содержание высоко-Ti пород. Как показало изучение особенностей распределения REE для высоко-Ti гранатов, их кристаллизация является равновесной, отвечающей магматическому замещению (или кристаллизации из расплава). Породы алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезиса в разрезе мантии или отсутствуют (в большинстве полей), либо обнаруживаются в

незначительных количествах. Отсутствие или крайне низкое содержание гранатов дунит-гарцбургитового парагенезиса в тяжелой фракции кимберлитах указывает на общую бесперспективность поисков месторождений в пределах древних полей. Из числа изученных полей наиболее перспективным на алмазы оказалось Западно-Укуйское поле. Общим выводом проведенных исследований является отсутствие значимых отличий по химическому, микроэлементному и изотопному составам кимберлитов из самых древних и самыми молодых полей Якутской провинции, что свидетельствует об едином астеносферном источнике.

2023 г. - Разработана модель формирования кимберлитовых расплавов, объясняющая существенные различия их составов из многофазных трубок различных полей Якутской провинции (Накынского, Верхнемунского и Куойкского). В данных трубках по петрографическим признакам были выделены т.н. когерентный и пирокластический типы кимберлитовых пород. Пирокластические кимберлиты в сравнении с когерентными кимберлитами (порфировые кимберлиты массивной текстуры) отличаются относительно высоким содержанием алмазов и минералов-спутников алмаза. Предполагается, что первичный кимберлитовый расплав астеносферного происхождения по составу близок к когерентному кимберлиту дайки Великан (Куойкское поле). Сходство изотопной систематики Sr-Nd-Hf и микроэлементного состава кимберлитов разного возраста (от девона до верхней юры) в разных частях Якутской провинции свидетельствует о едином астеносферном источнике кимберлитовых расплавов, которые затем контаминируются перидотитовым материалом литосферной мантии. Различные типы расплавов формируют когерентный и пирокластический (с повышенной алмазоносностью) типы кимберлитовых пород. Различия связаны с мощностью литосферной мантии, количеством захваченного ксеногенного материала с высоким содержанием MgO (преимущественно Орх - энстатита) и различной концентрацией CaCO<sub>3</sub> в астеносферных расплавах.

2024 г. - Изучен изотопный состав кислорода из минералов кимберлитов и мантийных ксенолитов из кимберлитовых полей Сибирского кратона. Установлено, что литосферная мантия Сибирского кратона неоднородна по изотопному составу кислорода. Для оливина и граната из перидотитовых ксенолитов центральной части Сибирского кратона наблюдается зависимость величины  $\delta^{18}\text{O}$  от состава минералов (прямая корреляция с  $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ ). Деформированные разновидности лерцолитов по сравнению с крупно-зернистыми разновидностями характеризуются в целом более низкими значениями  $\delta^{18}\text{O}$  и отсутствием корреляции с химическим составом минералов. Данный факт связывается с метасоматическими изменениями мантийными расплавами и связанными их

воздействием деформационными процессами. Относительно легкий (ниже мантийных значений) изотопный состав  $\delta^{18}\text{O}$ , характерный для Ol из основной массы кимберлитов и для минералов низко-Sr мегакристной ассоциации, согласуется с выводом о формировании кимберлитового расплава в астеносферной зоне мантии. Высокий изотопный состав минералов эклогитов центральной и северо-восточной части Сибирского кратона связывается наличием субдукционной компоненты в процессе формирования литосферной мантии. Однако наличие гранатовых клинопироксенитов с узкими вариациями состава минералов и относительно низкими  $\delta^{18}\text{O}$  позволяет предположить процессы плавления в литосферной мантии и образование мегакристаллических пироксеновых кумулатов.

2025 г. - Изучены образцы наименее серпентинизированных образцов кимберлитов из трубок Мир, Интернациональная (Мирнинское поле) и Удачная-Восточная (Далдынское поле). Были выполнены детальное описание и классификация коллекции согласно петрографическим разновидностям. Также был проанализирован химический состав свежего оливина и других пороодообразующих минералов. Был сделан вывод, что оливины высокомагнезиального состава имеют ксеногенное происхождение и представляют собой обломочный материал литосферной мантии. Оливины из когерентного кимберлита массивной текстуры, имеющие высоко-Fe состав, кристаллизовались непосредственно из кимберлитового расплава

Третье направление, раздел 2.2.

1) 2021 г. - Определен порядок кристаллизации и P-T параметры базанитовых расплавов вулканического плато р. Жарничиха. Исследованные базаниты по своим геохимическим характеристикам соответствуют основным породам океанических островов. Sr-Nd-Pb изотопная систематика базальтоидов р. Жарничиха свидетельствует о том, что доминирующим мантийным источником для них служил источник PREMA при резко подчиненном участии обогащенного источника, что отлично от базальтоидов ЮБВО и ЮХВО, изотопный состав которых контролируется процессом смешения источников PREMA и EM I.

Разнообразие девонских магматических ассоциаций Минусинского прогиба контролировалось с одной стороны составом литосферной мантии, которая была метасоматизирована во время предшествующих каледонских аккреционных и субдукционных событий, и, с другой стороны, разными масштабами мантийно-корового взаимодействия. Характеристики магматизма Алтае-Саянской рифтовой системы типичны для пород внутриплитных обстановок и конвергентных границ литосферных плит. Это указывает на взаимодействие магматических источников плюмового и надсубдукционного происхождения.



2022 г. - Определены параметры формирования исходных расплавов проявлений кайнозойского вулканизма в Дауро-Хэнтэйском хребте. Здесь, в центральной части хребта, проявлены небольшие покровы и потоки базальтоидов. Исследованы три проявления вулканитов. Все проявления приурочены к долине р. Буркал и ее притоков. Первое – Бороздинский галец, второе и третье – устья р. Харчевка и Жарничиха. Выяснено, что, что для всех изученных объектов основным мантийным источником служил оливиновый клинопироксенит (Ol+Cpx+Grt). Проведенные исследования показали, что вулканиты всех массивов формировались в результате подъема мантийного плюма, влияние которого вызвало активизацию кайнозойского вулканизма. Очаг генерации располагался в астеносферной мантии в области стабильности граната.

Впервые для всего спектра пород (по величине  $\text{SiO}_2$ ) девонских “длинных” серий Минусинского прогиба определены геохимические и Sr-Nd изотопные параметры. В совокупности с результатами предшествующих исследований девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой системы предложены одинаковые петрологические механизмы образования антидромных и гомодромных магматических серий. Для обеих серий реконструируется комбинация фракционной кристаллизации базитовых магм и ассимиляция ими материала континентальной коры с появлением промежуточных и сиалических магм с дисперсными геохимическими характеристиками, высокими значениями  $\epsilon\text{Sr}(\text{T})$  и низкими  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ .

2023 г.- Полученные данные по изотопии Sr, Nd и Pb кайнозойских базанитовых лав Дауро-Хэнтэйского хребта показали, что изотопный состав магматического расплава формировался из источников PREMA при резко подчиненном участии обогащенного источника. Мантийным источником для исследованных базанитов предполагаются оливиновые пироксениты (Ol + Cpx + Grt). Формирование базальтоидных расплавов происходило под действием мантийного плюма, влияние которого вызвало активизацию кайнозойского вулканизма.

Террейны, совмещенные в современной структуре Алтае-Саянской складчатой области в момент аккреции (в интервале примерно 500-480 млн лет назад), сформировали вещественную (изотопно-геохимическую) неоднородность литосферной мантии складчатой области в целом. Это указывает на разную среду магмообразования южного и северо-западного сегментов девонской АСРС и позволяет предложить модель, в которой главной движущей силой, приведшей к рифтогенному магматизму, служил мантийный плюм с астеносферной линзой в основании литосферы. Его вещественные характеристики соответствуют источникам, из которых выплавлялись высокотитанистые магмы. В этом случае влияние подплавленной части литосферной мантии разного состава под разными

группами террейнов должно привести к наблюдаемой изотопно-геохимической гетерогенности базитов по площади АСРС, в частности отсутствию высокотитанистых базитов в Минусинской котловине.

2024 г. - Новые геохимические и изотопные данные для девонских магматических пород Урюпского участка Минусинского прогиба Алтае-Саянской рифтовой системы указывают на то, что: а) источник магматических расплавов формировался под влиянием мантийного плюма и фрагментов метасоматизированной мантии, сохранившихся после прекращения субдукционных событий, б) появление щелочных магм с высоким содержанием нефелина вызвано реакцией расплавов с блоками карбонатсодержащих осадков, в) вариации состава щелочных и умеренно-щелочных пород связаны с фракционной кристаллизацией и ассимиляцией магмами силикатной составляющей континентальной коры, деплетированного редкими литофильными элементами и отвечающей составу додевонских диоритов. Проведено сопоставление полученных характеристик с подобными данными по юрско-меловому вулканизму Западно-Забайкальской рифтовой области и установлена смешанная (внутриплитная и надсубдукционная) природа магматических источников, формирующихся в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса в широком возрастном диапазоне.

2025 г. - на основе новых геохимических и изотопных (Sr, Nd, Pb, O) характеристик для меловых вулканитов Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области с учётом результатов предшествующих геолого-геохимических исследований предложен механизм взаимодействия расплавов, формирующихся из мантийных и коровых источников.

Четвёртое направление, раздел 2.3.

2021 - 2022 г. - Было установлено, что возраст пород Лысанского комплекса укладывается в диапазон 670-630 млн лет. В этот период времени вдоль края Сибирского кратона отмечалась максимальная внутриплитная активность, в результате которой были сформированы многочисленные неопротерозойские рудоносные (Nb, Ta, U и PЗЭ) щелочно-карбонатитовые комплексы.

2022-2023 г.г. – Данные о геохимии и минералогии пород Лысанского интрузивного комплекса, а также находка жил кальцит-сидеритовых карботермалитов позволили отнести их к образованиям щелочно-ультраосновных комплексов.

2024 г. - Сравнительный анализ особенностей геологического строения неопротерозойских щелочно-ультраосновных комплексов юга Сибири, Северной Америки и Балтийского региона показал, что среди неопротерозойских щелочно-ультраосновных комплексов юга Сибири массивы Лысанского комплекса являются наиболее близкими к

Жидойскому массиву Восточно-Саянской щелочной провинции по особенностям геологического строения и петрографическому составу пород. Формирование пироксенитов с различным содержанием рудного вещества происходило в результате дифференциации производного магматического расплава, сильно обогащенного титаном, железом, кальцием и фосфором на относительно небольших глубинах.

2025 г. – При оценке рудного потенциала пород Лысанского щелочно-ультраосновного комплекса установлено, что титаномagnetитовые руды из оливинитов могут быть пригодны для переработки с использованием современных схем обогащения и разрабатываться совместно с ильменитовыми рудами из пироксенитов.

Исполнители, ответственные за подготовку отчёта по пятому и шестому направлениям (разделы 2.4. и 2.5.) были включены в состав участников проекта в 2024 году.

Пятое направление, раздел 2.4.

2024 г.

– Анализ новых и ранее полученных данных по составу породообразующих и акцессорных минералов из оливин-флогопит-лейцитовых пород Мурунского щелочного комплекса позволяет ещё раз констатировать, что наряду с присутствием в них типоморфных для лампроитов минералов: вкрапленников бедного  $\text{Al}_2\text{O}_3$  диопсида, обогащенного железом санидина, вадеита, щербаковита, состав амфиболов, клинопироксенов основной массы, слюд больше соответствует таковым из оранжеитов или лампрофиров.

- В первичных расплавных и флюидных включениях обнаружено присутствие  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{C}_3\text{H}_8$ ,  $\text{H}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ , а также сульфатов и гидрокарбонатов, в качестве твердых дочерних фаз. Растворы включений содержат  $\text{HS}^-$  и хлориды. В составе включений присутствуют неупорядоченный углерод и битум. Все это свидетельствует об участии в выплавлении первичной магмы глубинных углеводородов, которые затем растворяются в этой магме и после кристаллизации силикатной части магмы выделяются в виде газов в остаточном расплав-флюиде кальцит-кварцевых карбонатитов.

- Магматическая флюидная фаза, находившаяся в равновесии с кальцитом и кварцем при температуре кристаллизации кальцит-кварцевых карбонатитов Мурунского массива, характеризовалась  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{S}$  составом и восстановленным состоянием - значение Eh было ниже значения равновесия сульфат/сульфид, либо было близко к нему.

- Преобладающей формой серы в карбонатитовом расплаве, в результате кристаллизации которого образовались графические кальцит-кварцевые карбонатитоиды Мурунского массива, являлся  $\text{H}_2\text{S}$ , преобладающей формой углерода были карбонаты и

CO<sub>2</sub>. Присутствие сульфидной серы в магматическом расплаве обеспечивало появление сульфидов на стадии кристаллизации карбонатитов.

2025 г. - Методом ЭЗРСА проведено исследование химического состава и зональности монацита из даек редкометалльных пегматитов Бритолитовой и Западной зон Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье) и установлено, что монациты представлены как преимущественно Се, так и La разновидностями. Зерна монацита-(Се) характеризуются повышенной концентрацией Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и ThO<sub>2</sub> по сравнению с монацитом-(La). Впервые полученный изохронный возраст по монациту из пегматитов Бритолитовой зоны Бурпалинского массива свидетельствует о том, что они внедрялись после редкометалльных пегматитов Западной зоны. Таким образом, полученные геохронологические данные позволяют дополнить генетическую модель формирования жильной фазы Бурпалинского массива: мариуполиты → фойяиты → редкометалльные пегматиты Западной зоны → редкометалльные пегматиты Бритолитовой зоны → аляскиты и щелочные граниты → апатит-флюоритовые породы → карбонатиты.

Шестое направление, раздел 2.5.

2024 г. - Проведенные изотопно-геохимические и термохронологические исследования гранит-пегматитовых систем Ингурского массива и Зашихинского месторождения показали, что процессы перераспределения и накопления рудных компонентов в магматической камере обязаны глубокой дифференциации остаточных расплавов и высокой флюидной активности. Результаты U-Pb (ID-TIMS)-геохронологических исследований метамиктного циркона из лейкогранитов и альбититов установили позднепалеозойский возраст ( $267 \pm 1$  млн лет) формирования пород Зашихинского месторождения и хорошо согласуются с ранее полученной оценкой возраста Rb-Sr методом в  $261 \pm 4$  млн лет. Наиболее вероятным источником мантийных магм, которые обеспечили формирование щелочно-гранитных массивов, мог стать Хангайский плюм – единственный центр магматической активности в интервале 270–240 млн лет назад в юго-западном обрамлении Сибирской платформы.

2025 г. - Установлено сходство минералогических и вещественных характеристик двух типов амфиболсодержащих гранитов Зашихинского месторождения, которые формировались в рамках одного магматического события из общего источника и могут быть отнесены к бедным Ta-Nb-Zr-REE рудам месторождения. Морфологическое различие амфиболов натриевой подгруппы может быть связано с разной скоростью кристаллизации щелочного расплава: образование пород с тонкоигольчатым арфведсонитом происходило быстрее, чем формирование редкометалльных гранитов с крупными пойкилокристаллами.

В 2025 г. в рамках проекта опубликовано 9 статей в рецензируемых журналах, сделано 8 докладов на конференциях. За весь период выполнения проекта в 2021-2025 гг. достигнуты целевые показатели (суммарно): 40 публикаций, 82 доклада на конференциях, 1 РИД, 1 защита кандидатской диссертации. Список публикаций за 2021-2025 гг. приведен в Приложении А.

Заявленные цели в рамках поставленных задач проекта НИР за период 2021-2025 г. были полностью достигнуты.

Фундаментальное научное значение результатов: На примере надсубдукционных офиолитовых комплексов юга Сибири и Монголии, кимберлитов из трубок Мир, Интернациональная, Удачная-Восточная и меловых вулканитов Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области получены уникальные минералогические, геохимические и изотопные характеристики мантийных и коровых магматических источников, что позволяет разработать новые модели формирования магм в разных геодинамических обстановках. Впервые полученный изохронный возраст по монациту из пегматитов Бритолитовой зоны указывает на уникальную вещественную эволюцию пород жильной фазы Бурпалинского массива.

Экономическое и стратегическое значение результатов: Характеристика состава Лысанского щелочно-ультраосновного комплекса обеспечивает возможность совместного использования оливинитов и пироксенитов в отраслях с современными схемами обогащения титаномагнетитовых руд. Оценка составов двух типов амфиболсодержащих гранитов Зашихинского месторождения позволяет снизить производственные издержки при извлечении Ta-Nb-Zr-REE руд.

Результаты работы НИР позволили предложить модели эволюции мантийных и коровых магм, которые успешно конкурируют с лучшими достижениями в этой области, что имеет фундаментальное значение для проектирования работ по исследованию распределения, форм нахождения и происхождения редких критически важных элементов в потенциально металлоносных породах. Полученные результаты востребованы со стороны реального сектора экономики при разработке и внедрении методов диагностики и концентрирования редких и редкоземельных элементов, поисковых и прогнозных критериев. Квалифицированными заказчиками являются поисковые организации.

Создан необходимый научный задел для продолжения исследований в намеченных направлениях.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляр Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // В кн.: «Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии». - Новосибирск: Наука, 1985. - С. 34–58.
2. Скляр Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Кузьмичев А.Б., Лавренчук А.В., Переляев В.И., Щипанский А.А. Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезиса бонинитов // Геология и геофизика. - 2016. - Т. 57. - № 1. - С. 163-180.
3. Belyaev V.A., Wang K.-L., Gornova M.A., Dril' S.I., Karimov A.A., Medvedev A.Ya., Noskova Yu.V. Geochemistry and origin of the Eastern Sayan ophiolites, Tuva-Mongolian Microcontinent (Southern Siberia) // *Geodynamics & Tectonophysics*. - 2017. - Vol. 8. - P. 411-415.
4. Whattam S.A., Shervais J.W., Reagan M.A., Coulthard Jr., D.A., Pearce J.A., Jones P., Seo J., Putirka K., Chapman T., Heaton D., Li H., Nelson W.R., Shimizu K., Stern R.J. Mineral compositions and thermobarometry of basalts and boninites recovered during IODP Expedition 352 to the Bonin forearc // *American Mineralogist*. - 2020. - Vol. 105. - P. 1490-1507.
5. Batanova V.G., Belousov I.A., Savelieva G.N., Sobolev A.V. Consequences of channelized and diffuse melt transport in supra-subduction zone mantle: evidence from the Voykar ophiolite (Polar Urals) // *Journal of Petrology*. - 2011. - Vol. 52. - P. 2483-2521.
6. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. - 1995. - Vol. 120. - P. 223-253.
7. Zhu M., Pastor-Galan D., Miao L., Zhang F., Ganbat A., Li S., Yang S., Wang Z. Evidence for early Pennsylvanian subduction initiation in the Mongol–Okhotsk Ocean from the Adaatsag ophiolite (Mongolia) // *Lithos*. - 2023. - V. 436-437. 106951.
8. Беляев В.А., Горнова М.А., Медведев А.Я., Каримов А.А., Дриль С.И., Щербаков Ю.Д. Геохимия Адацагского офиолитового комплекса (Монголия, Монголо-Охотский складчатый пояс): эволюция магматизма в системе задуговой бассейн – островная дуга // *Современные направления развития геохимии. Материалы Всероссийской конференции*. - Иркутск. - 2022. - Т. 1. - С. 64-66.
9. Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина, О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртоого, О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // *Геология и геофизика*. - 2007. - Т. 47. - № 1. - С. 120-140.
10. Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Томурхуу Д. Бониниты Джидинской зоны каледонид, Северная Монголия // *Доклады Академии наук*. - 2001. - Т. 377. - № 4. - С. 526-529.

11. Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Ковязин С.В., Медведев А.Я., Тикунов Ю.В. Условия петрогенезиса бонинитов из офиолитов Джидинской зоны, Северная Монголия (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика. - 2004. - Т. 45. - № 6. - С. 651-662.
12. Pearce J.A., Robinson P. The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting // *Gondwana Research*. - 2010. - Vol. 18. - P. 60-81.
13. Боткунов А.И. Некоторые закономерности распределения алмазов в трубке Мир // Зап. ВМО. - 1964. - Сер. 2. - Ч. 93. - Вып. 4. - С. 424-435.
14. Костровицкий С.И., Владимиров Б.М., Егоров К.Н. и др. Классификация кимберлитов и внутреннее строение кимберлитовых трубок. – М.: Наука, 1981. – 136 с.
15. Kostrovitsky S.I., Kopylova M., Egorov K.N., Yakovlev D. The “Exceptionally Fresh” Udachnaya-East kimberlite: evidence for brine and evaporite contamination // *Proceedings of 10th International Kimberlite Conference*. Springer, New Delhi, - 2013. DOI: 10.1007/978-81-322-1170-9\_6
16. Костровицкий С.И., Яковлев Д.А. Кимберлиты Якутской кимберлитовой провинции (состав и генезис) /; отв. ред. Н.П. Похиленко; Рос. акад. Наук Сиб. отд-ние, Ин-т геохимии им. А.П. Виноградова, Ин-т земной коры. – Новосибирск: СО РАН, - 2022. – 468 с.
17. Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. – М.: Наука, 1988 – 286 с.
18. Соловьева Л. В., Владимиров Б. М., Днепровская Л. В. и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. – Новосибирск: ВО Наука, - 1994. – 256 с.
19. Ionov D.A., Doucet L. S., Ashchepkov I.V. Composition of the lithospheric mantle in the Siberian Craton: new constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East Kimberlite // *Journal of petrology*. - 2010. - Vol.51. - № 2. - P. 2177-2210. DOI: 10.1093/petrology/egq053
20. Bussweiler Y., Foley S.F., Prelevic D.J., Jacob D.E. The olivine macrocryst problem: new insights from minor and trace element compositions of olivine from Lac de Gras kimberlites, Canada// *Lithos*. - 2015. - Vol. 220–223. - P. 238–252. DOI: 10.1016/j.lithos.2015.02.016
21. Giuliani A. Insights into kimberlite petrogenesis and mantle metasomatism from a review of the compositional zoning of olivine in kimberlites worldwide// *Lithos*. - 2018. - Vol. 312–313. - P. 322–342. DOI: 10.1016/j.lithos.2018.04.029
22. Kostrovitsky S., Dymshits A., Yakovlev D., Sun J., Kalashnikova T., Ashchepkov I. and Belozeroва O. Primary composition of kimberlite melt // *Minerals*. - 2023. - Vol.13. - art. №1404. DOI: 10.3390/min13111404



23. Ярмолук В. В., Иванов В. Г., Коваленко В. И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология. - 1998. - № 6(2). - С. 115–138.
24. Воронцов А. А., Ярмолук В. В., Комарицына Т. Ю. Позднемезозойский-раннекайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. - 2016. - № 57(5). - С. 920–946.
25. Ярмолук В. В., Коваленко В. И., Ковач В. П., Будников С. В., Козаков И. К., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника. - 1999. - № (4). - С. 3–20.
26. Парфенов Л. М., Берзин Н. А., Ханчук А. И., Бадарч Г., Беличенко В. Г., Булгатов А. Н., Дриль С. И., Кириллова Г. Л., Кузьмин М. И., Ноклеберг У., Тимофеев В. Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. - 2003. - № 22(6). - С. 7–42.
27. Гордиенко И. В., Булгатов А. Н., Руженцев С. В., Минина О. В., Климук В. С., Ветлужских Л. И., Некрасов Г. Е., Ласточкин Н. И., Ситникова В. С., Метелкин Д. В., Гонегер Т. А., Лепехина Е. Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее-палеозое // Геология и геофизика. - 2010. - № 51(5). - С. 589–614.
28. Фишев Н. А., Шелгачев К. М., Игнатович В. И., Гусев Ю. П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-49 – Чита. Объяснительная записка. - СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. - 604 с.
29. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. - СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. - 200 с.
30. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins*. (Eds. Saunders A. D., Narry M. J.). - 1989. - 42. - P. 313–345.
31. Kelemen P. B., Hanghoj K., Greene A. R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // *Treatise Geochem.*, (Eds. Holland H. D., Turekian K. K.). Elsevier Ltd. (3.18). - 2003. P. 594–649.
32. Воронцов А. А., Ярмолук В. В., Лыхин Д. А., Дриль С. И., Татарников С. А., Сандимирова Г. П. Магматизм и геодинамика раннемезозойской Северо-Монгольской-Западно-Забайкальской рифтовой зоны: по результатам геохронологических,

геохимических и изотопных (Sr, Nd, Pb) исследований // Петрология. - 2007б. – № 15(1). – С. 37–60.

33. Кузнецов М. В., Саватенков В. М., Шпакович Л. В., Ярмолук В. В., Козловский А. М. Эволюция источников магматизма Восточно-Монгольской вулканической области: по данным геохимических и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // Петрология. – 2022. – № 30(5). – С. 457–479.

34. Берзина А. П., Берзина А. Н., Гимон В. О., Крымский Р. Ш., Ларионов А. Н., Николаева И. В., Серов П. А. Шахтаминская Мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика. – 2013. – № 54(6). – С. 764–786.

35. Чугаев А. В., Чернышев И. В., Бортников Н. С., Коваленкер В. А., Киселева Г. Д., Прокофьев В. Ю. Изотопно-свинцовые рудные провинции Восточного Забайкалья и их связь со структурами региона (по данным высокоточного MC-ICP-MS изучения изотопного состава Pb) // Геология рудных месторождений. – 2013. – № 55(4). – С. 282–294.

36. Dolgoplova A., Seltnann R., Kober B., Weiss D., Stanley C. and Dulski P. Geochemical characteristics and lead isotope systematics of highly fractionated Li-F-enriched amazonite granites and related host rocks of the Orlovka-Spokoinoe mining district, Eastern Transbaikalia (Russia) // Trans. Inst. Min. Metall. Sect. – 2004. - В. 113. <https://doi.org/10.1179/037174504225004420>

37. Чугаев А. В., Дубинина Е. О., Чернышев И. В., Травин А. В., Коссова С. А., Ларионова Ю. О., Носова А. А., Плотинская О. Ю., Олейникова Т. И., Садасюк А. С. Источники и возраст золоторудной минерализации месторождения Ирокинда (Северное Забайкалье): результаты изучения изотопного состава Pb, S, Sr, Nd и данные  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  геохронометрии // Геохимия. – 2020. – № 65(11). – С. 1059–1079.

38. Kramers J. D., Tolstikhin I. N. Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust // Chem. Geol. – 1997. - 139 – P. 75–110. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00027-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00027-2)

39. Ярмолук В. В., Саватенков В. М., Козловский А. М., Ступак Ф. М., Кузнецов М. В., Шпакович Л. В. Условия формирования пород и источники магм позднекайнозойского Удоканского вулканического плато // Петрология. – 2023. – № 31(1). – С. 3–28.

40. Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. – 1986. – 14. – P. 493–571.

41. Nikiforov A. V., Yarmolyuk V. V. Late Mesozoic carbonatite provinces in Central Asia: Their compositions, sources and genetic settings // Gondwana Res. – 2019. – 69. – P. 56–72. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018>

42. Фор Г. Основы изотопной геологии. - М.: Мир, 1989. - 589 с.
43. Коваленко Д. В., Ярмолюк В. В., Козловский А. М. Палеомагнетизм фанерозойских толщ центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. – 2024. – № (1). – С. 3–27.
44. Kuznetsov M. V., Savatenkov V. M. Melting modeling of mixed peridotitic and mafic lithologies at shallow depths of the continental metasomatized lithospheric mantle: Implementation for the Early Cretaceous volcanic rocks of Eastern Mongolia // Vestnik of Saint Petersburg University. – 2023. - 68(3). <https://doi.org/10.21638/spbu07.2023>
45. Badarch G., Cunningham W. D., Windley B. F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci. – 2002. - 21(1). – P. 87–110.
46. Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Ковач В. П., Котов А. Б., Козаков И. К., Сальникова Е. Б. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sr-Nd изотопные данные. Геохимия. – 1996. – № (8). – С. 699–712.
47. Цыганков А. А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. – 2014. – № 55(2). – С. 197–227.
48. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. - 2003.- № 44(12). – С. 1260–1274.
49. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И. Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии северной Азии в позднем палеозое – раннем мезозое (данные изучения внутриплитного базитового магматизма // ДАН. - 2000. - 375(4). - 525–530.
50. Taylor S. R. Island arc models and the composition of the continental crust // Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins. (Eds. Talwani M., Pitman W. C.). Maurice Ewing Series 1 AGU, Washington DS. - 1977. - P. 325–335. <https://doi.org/10.1029/ME001p0325>
51. Taylor H. P. Jr. Igneous Rocks I. Chapter 9: Isotopic Case Studies of Circumpacific Magmatism. Rev. Mineral.: Stable Isotopes in High Temperature Geologic Processes. Book Crafters, Inc., Chelsea, Michigan. – 1986. – 16. – P. 273–317. <https://doi.org/10.1515/9781501508936-014>
52. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. - М.: Мир, 1988. - 384 с.
53. Litvinovsky B. F., Tsygankov F. F., Jahn B. V., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y. Origine and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: the Late Paleozoic post-

collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // *Lithos.* – 2011. – 125. – P. 845–874.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.04.007>

54. Taylor H. P. Jr. Sheppard S. M. F. Igneous rocks: I. Chapter 8: Process of isotopic fractionation and isotope systematics. *Rev. Mineral.: Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes.* Book Crafters, Inc., Chelsea, Michigan. -1986. – 16. – P. 227–271.  
<https://doi.org/10.1515/9781501508936-013>

55. Покровский Б. Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии // *Тр. ГИН РАН. Вып. 535.* - М.: Наука, 2000. - 228 с.

56. Быховский, Л. З., Ремизова Л. И., Чеботарева О. С. Рудная база титана России: потенциал освоения и развития // *Черная металлургия. Бюллетень научно-технической и экономической информации.* – 2017. – № 10(1414). – С. 16-22.

57. Пирогов Б. И., Броницкая Е. С., Астахова Ю. М., Волков Е. С. Особенности вещественного состава титаномагнетитовых руд магматического генезиса, определяющие их обогатимость // *Разведка и охрана недр.* - 2013. - № 2. - С. 47–51.

58. Бочарникова Т. Д., Холоднов В. В., Шагалов Е. С. Состав минералов (апатит, магнетит, ильменит и др.) как отражение процессов формирования рудных тел и расслоенности в Кусинской габбровой интрузии (Южный Урал) // *Литосфера.* - 2019. - №. 19. - № 4. - С. 533–557.

59. Горбатова, Е. А., Пирогов Б. И. Реакционные структуры основных магматических пород - индикаторы условий минералообразования // *Разведка и охрана недр.* – 2021. – № 6. – С. 50-56.

60. Горбатова Е. А., Холоднов В. В., Пирогов Б. И. Твердофазные превращения титаномагнетита и ильменита при окислительном обжиге вкрапленной титаномагнетит-ильменитовой руды Медведевского месторождения и некоторые геологические следствия (Южный Урал) // *Геология рудных месторождений.* – 2021. – №. 63. - № 5. – С. 451-475.

61. Горбатова Е. А., Пирогов Б. И., Колкова М. С., Колесатова О. С. Определение возможности разделения титаномагнетита и ильменита при селективной сепарации титаномагнетитовых руд // *Известия Уральского государственного горного университета.* – 2020. – № 1(57). – С. 140-149.

62. Колкова, М. С., Горбатова Е. А., Захарова Т. Н. Твердофазное превращение титаномагнетита при термической обработке в окислительной среде // *Актуальные проблемы современной науки, техники и образования.* – 2024. – №. 15. - № 1.

63. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Травин А.В. Лысанский щелочно-ультраосновной комплекс (Восточный Саян): возраст и геодинамические следствия // *Геодинамика и тектонофизика.* - 2022. – №. 13 (4): 0651 (1-11).

64. Горбатова Е. А., Гришин И. А., Колкова М. С., Назаров Д. А. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2025611060 Российская Федерация. Расчет коэффициентов кристаллохимических формул по анализам железосодержащих минералов: заявл. 11.12.2024; опубл. 16.01.2025; заявитель Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Магнитогорский государственный технический университет им. Г.И. Носова».

65. Kolotilina T.B., Mekhonoshin A.S., Shcherbakov Y.D. Neoproterozoic Lysan Alkaline–Ultramafic Complex in the Eastern Sayan, Southern Siberia, Russia: Mineralogical Constraints of Carbonate Rocks and Albitite for Petrogenesis // *Minerals*. - 2024. - 14 (3). – 290 p.

66. Kolotilina T.B. Nikolaev A.V., Finkelstein A.L., Mekhonoshin A.S., Belozeroва O.Y. Platinum Group Minerals in Sulfide Droplets of the Zhelos Intrusion, Eastern Sayn, Russia: First Data // *Minerals*. – 2025. – 15. – 612 p.

67. Hoffman E., MacLean W.H. Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pd–Bi–Te system // *Econ. Geol.* – 1976. - Vol. 71. - P. 1461–1468.

68. Helmy H.M., Botchamikov R., Ballhaus C., Wirth R., Schreiber A., Buhre S. How Pt and Pd are hosted in magmatic sulfides, substitutions and/or inclusions? // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2023. - Vol. 178. - P. 41.

69. Сотникова И.А. Минералого-геохимические особенности редкометалльных щелочных пород Северного Прибайкалья // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2009.

70. Vladykin N. V., Sotnikova I.A., Kotov A.B., Yarmolyuk V. V., Sal'nikova E.B., Yakovleva S.Z. Structure, age, and ore potential of the Burpala rare-metal alkaline massif, northern Baikal region // *Geol. Ore Depos.* – 2014. – № 56. – P. 239–256. <https://doi.org/10.1134/S1075701514040060>.

71. Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ярмолук В.В., Сальникова Е.Б., Сотникова И.А., Яковлева С.З. Пермский Возраст Бурпалинского Щелочного Массива (Северное Прибайкалье): Геодинамические Следствия // *Доклады Академии Наук*. – 2013. - № 453. – С. 295–299. <https://doi.org/10.7868/s0869565213330165>.

72. Спивак А.В., Сотникова И.А., Вирюс А.А., академик РАН Кузьмин М.И., Захарченко Е.С., Колотилина Т.Б., Алымова Н.В. Химическое микрозондовое Th–U–Pb датирование монацита из редкометалльных пегматитов Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье) // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. – 2024. – Т. 514. - № 1. С. 89–96.

73. Clavier N., Podor R., Dacheux N. Crystal chemistry of the monazite structure // *J. Eur.*

Ceram. Soc. – 2011. - № 31 . – P. 941–976. <https://doi.org/10.1016/j.jeurceramsoc.2010.12.019>.

74. Parrish R. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems // Can. J. Earth Sci. – 1990. - № 24. – P. 1431–1450. <https://doi.org/doi:10.1139/e90-152>.

75. Suzuki K., Adachi M., Kajizuka I. Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites // Earth Planet. Sci. Lett. – 1994. - № 128. P. 391–405. <https://doi.org/doi:10.1139/e90-152>.

76. Montel J., Foret S., Veschambre M., Nicollet C., Provost A. CHEMICAL Electron microprobe dating of monazite, 1. - 1996.

77. Meldrum A., Boatner L.A., Weber W.J., Ewing R.C. Radiation damage in zircon and monazite // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1998. - № 62. – P. 2509–2520.

78. SORCAR N., MUKHERJEE S., PANT N. C., J AMAL DEV and N NISHANTH. Chemical dating of monazite: Testing of analytical protocol for U–Th–total Pb using CAMECA SXFivetactis EPMA at the National Centre for Earth Science Studies, Thiruvananthapuram, India // J. Earth Syst. Sci. – 2021. - 130:234 Indian Academy of Sciences <https://doi.org/10.1007/s12040-021-01738-4>.

79. Bowie, S.H.U., Horne, J.E.T. Cheralite, a new mineral of the monazite group // Mineral. Mag. J. Mineral. Soc. - 1953. - № 30. – P. 93–99. <https://doi.org/10.1180/minmag.1953.030.221.02>

80. Förster H.-J. The chemical composition of REE-Y-Th-U-rich accessory minerals in peraluminous granites of the Erzgebirge-Fichtelgebirge region // Germany, Part I: The monazite-(Ce)-brabantite solid solution series. Am. Mineral. - 1998. - № 83. P. 259–277. <https://doi.org/10.2138/am-1998-3-409>

81. Linthout K. Tripartite division of the system  $2\text{REEPO}_4\text{-CaTh (PO}_4)_2\text{-2ThSiO}_4$ , discreditation of brabantite, and recognition of cheralite as the name for members dominated by  $\text{CaTh(PO}_4)_2$  // Can. Mineral. - 2007. - № 45. P. 503–508. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.45.3.503>

82. Ludwig K.R.. ISOPLOT / A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp.Publ., 1999. -Vol. 1a. - 49.

83. Сотникова И.А., Алымова Н.В., Щербаков Ю.Д. Минералого-геохимические особенности апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. - 2022. - № 13(4): 0657 (1-10). DOI: 10.5800/GT-2022-13-4-0657

84. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометальный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология Рудных Месторождений. – 2012. - № 54. – С. 375–399.

85. Архангельская В.В., Рябцев В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение и минералогия месторождений тантала России. – М.: ВИМС, 2012. – 191 с.
86. Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Перфильев В.В. Геохимические особенности редкометалльных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Петрология. – 2016. – Т. 24. - № 5. – С. 554–568. DOI: 10.7868/S086959031605006X
87. Alymova N.V., Vladyskin N.V. Geochemistry, mineralogy and ore content of alkaline granite magmatism of East Sayan zone (on the example of Zashikhinsky deposit) // Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. – Springer, Cham, 2021. – P. 63–80. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-69670-2\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-030-69670-2_4)
88. Алымова Н.В., Воронцов А.А., Дриль С.И., Сотникова И.А. Источники и механизмы формирования щелочных редкометалльных гранитов Зашихинского массива на основе геохимических и Nd изотопных данных // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – № 13(4). – art. № 0648. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0648>
89. Лыхин Д.А., Иванова А.А., Алымова Н.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Никифоров А.В., Воронцов А.А., Плоткина Ю.В., Галанкина О.Л., Толмачева Е.В. Возраст Зашихинского редкометалльного месторождения (Восточный Саян): результаты U-Pb (ID TIMS)-геохронологических исследований метамиктизированного циркона // Доклады академии наук. – 2024. – Т. 518. - № 1. – С. 33 – 44. DOI: 10.31857/S2686739724090043
90. Алымова Н.В., Воронцов А.А., Лыхин Д.А., Никифоров А.В., Андреева О.А., Бычков А.Ю., Белозерова О.Ю., Посохов В.Ф., Сотникова И.А. Амфиболсодержащие граниты Зашихинского месторождения (Восточный Саян) // Геосферные исследования. – 2025. – № 2. – С. 34–46. doi: 10.17223/25421379/35/3
91. Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. Nomenclature of the amphibole supergroup // Amer. Miner. – 2012. – Vol. 97. – P. 2031–2048.
92. Leake B.E., Woolley A.R., Birch W.D., Burke E.A.J., Ferraris G., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N., Whittaker E.J.W. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature // Can. Mineral. – 2003. – Vol. 41. – P. 1355–1370.
93. Шарыгин В.В., Зубкова Н.В., Пеков И.В., Русаков В.С., Ксенофонов Д.А., Нигматулина Е.Н., Владыкин Н.В., Пушаровский Д.Ю. Литийсодержащий Na-Fe-амфибол из криолитовых пород Катугинского редкометалльного месторождения (Забайкалье, Россия): особенности состава и кристаллическая структура // Геология и геофизика. – 2016. – №. 57(8). – С.1511–1526.

94. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical, characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Miner. Petrol.* – 1987. – Vol. 95. – P. 407–419.
95. Bonin B. A-Type Granites and Related Rocks: Evolution of Concept, Problems and Prospects // *Lithos.* – 2007. – Vol. 97. – P. 1–29.
96. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A Geochemical Classification for Granitic Rocks // *J. Petrol.* – 2001. – Vol. 42. – P. 2033–2048.
97. Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // *Региональная геология и металлогения.* – 2013. – № 56. – С. 40–50.
98. Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos.* – 1989. – Vol. 22. – 247–263.
99. Maniar P.D., Piccolli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1989. – Vol. 101. – № 5. – P. 635–643.
100. Лыхин Д.А., Алымова Н.В., Воронцов А.А., Ковач В.П., Дриль С.И. Новые изотопные Nd характеристики редкометальных гранитов Зашихинского Та-Nb месторождения // Соотношение времени образования магматических формаций и рудных месторождений металлогенических провинций Евразии. IX Российская конференция по изотопной геохронологии. Москва, 3-5 июня 2025 г. Материалы конференции. - М.: ИГЕМ РАН, 2025. – С. 97–99.



**ПРИЛОЖЕНИЕ А: Список публикаций по тематике проекта в 2021-2025 годах в соответствии с государственным заданием**

2021 г.

**Монографии**

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Гладкочуб Д.П., Горячев Н.А., Деревянко А.П., Диденко А.Н., Донская Т.В., Кравчинский В.А., Оганов А.Р., Писаревский С.А. Геологическая эволюция Земли: от космической пыли до обители человечества. – Новосибирск: «Гео». – 2021. – 327 с. – ISBN 978-5-6043022-8-6

**Патенты, базы данных, программы для ЭВМ**

Дорошков А.А., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. «Геохимия ультрабазитов Центральной части Восточного Саяна (юг Сибири)» / Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2021620938. Дата регистрации в Реестре баз данных 13.05.2021 г.

**Статьи в рецензируемых изданиях**

1. Медведев А.Я., Демонтерова Е. И., Каримов А. А., Беляев В. А. Петрология базанитовых лав Дауро-Хэнтейского хребта (РТ-параметры образования, порядок кристаллизации, источники вещества) // Геология и геофизика. – 2021. - Т. 62. - № 3. - С. 364-381. DOI: 10.15372/GiG2020158
2. Медведев А.Я., Каримов А. А., Беляев В. А. Элементы платиновой группы в базанитах Южного Забайкалья (первые данные) // Геология и геофизика, 2021, т. 62, № 9, с. 1264-1374. DOI: 10.15372/GiG2020202.
3. Костровицкий С.И., Яковлев Д.А., Суворова Л.Ф., Демонтерова Е.И. Карбонатитоподобная порода дайки из кимберлитовой трубки Айхал, сравнение с карбонатитами участка Номохтоох (Прианабарье) // Геология и геофизика. - 2021. - № 6. - С. 747-764. DOI: 10.15372/GiG2020121
4. Belyaev V.A., Gornova M.A., Gordienko I.V., Karimov A.A., Medvedev A.Y., Ivanov A.V., Dril S.I., Grigoriev D.A., Belozerova O.Y. Late Cambrian calc-alkaline magmatism during transition from subduction to accretion: Insights from geochemistry of lamprophyre, dolerite and gabbro dikes in the Dzhida terrain, Central Asian orogenic belt // Lithos. - 2021. – V. 386. – No 106044. (04.2021), DOI: 10.1016/j.lithos.2021.106044
5. Vorontsov A.A., Izoh A.E., Yarmolyuk V.V., Komaritsyna T.Y., Nikiforov A.V., Perfilova O.Y., Dril S.I., Rizvanova N.G., Dushkin E.P. Article evolution of syenite magmas: Insights from the geology, geochemistry and O-Nd isotopic characteristics of the ordovician Saibar intrusion, Altai-Sayan area, Russia // Minerals. - 2021. – V. 11. - № 5. – No 473. DOI: 10.3390/min11050473 (05.2021).

6. Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // *Gondwana Research*. - 2021. – V. 89. – P. 193-219. DOI: 10.1016/j.gr.2020.09.007.
7. Yakovlev D.A., Kostrovitsky S.I., Fosu B.R., Ashchepkov I.V. Diamondiferous kimberlites from recently explored Upper Muna Field (Siberian Craton): petrology, mineralogy and geochemistry insights // *Geological Society, London, Special Publications*. – 2021. – V. 513. DOI: 10.1144/SP513-2021-9
8. Sun J., Mitchell R.N., Kostrovitsky S.I., Apen F.E. Siberia's largest pulse of kimberlites: U-Pb geochronology of perovskite and rutile from the Obnazhennaya kimberlite and its xenoliths, Siberia craton // *International Geology Review*. - 2021. - P. 1-12. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1958384>

2022 г.

#### **Глава в монографии**

Kostrovitsky S.I. Mg-Ilmenite from Kimberlites. In: book «Mineralogy». - Czech Academy of Sciences. - 2022. - 76. (08.03.2022). ISBN 978-1-80355-466-2. EBook (PDF) ISBN 978-1-80355-467-9.

#### **Статьи в рецензируемых изданиях**

1. Воронцов А.А. Фракционирование и ассимиляция при формировании девонской антидромной магматической серии Сисимского ареала в Минусинском прогибе: геохимические и Sr-Nd изотопные доказательства // *Геодинамика и тектонофизика*. – 2022. - Т. 13, № 4, 0649. – С. 1-8. DOI: 10.5800/GT-2022-13-4-0649.
2. Костровицкий С.И., Калашникова Т.В., Ащепков И.В. Состав минералов и P-T параметры кристаллизации мантийных пород под кимберлитовыми полями Прианабарья // *Геодинамика и тектонофизика*. - 2022. - Т.13, № 4, 0665. - С. 1-13. DOI: 10.5800/GT-2022-13-4-0665
3. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Травин А.В. Лысанский щелочно-ультраосновной комплекс (Восточный Саян): возраст и геодинамические следствия // *Геодинамика и тектонофизика*. - 2022. – Т. 13, № 4, 0651. – С. 1-11. DOI: 10.5800/GT-2022-13-4-0651
4. Скузоватов С.Ю., Горнова М.А., Каримов А.А. Минералого-геохимические и Nd-Sr изотопные характеристики амфиболитов высокобарического комплекса Алаг-Хадны (юго-западная Монголия): внутриконтинентальный рифтогенез как прекурсор субдукции континентальной окраины // *Петрология*. 2022. Т. 30. № 5. С. 545-568.

5. Kostrovitsky S.I., Yakovlev D.A., Sharygin I.S., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Tretiakova I.G., Dymshits A.M., Sekerin A.P. and Malkovets V.G. Diamondiferous lamproites of Ingashi field, Siberian craton // Geological Society, London, Special Publications. - 2022. - V. 513. №1. - P. 45-70 DOI: 10.1144/SP513-2020-274
6. Peretyazhko I.S., Savina E.A. Chemistry and Crystallization Conditions of Minerals in Metasomatized Oceanic Lithosphere and Basaltic Rocks of Govorov Guyot, Magellan Seamounts, Pacific Ocean // Minerals. – 2022. – V. 12(10), 1305. – P. 1-25. DOI:10.3390/min12101305.
7. Sun J., Mitchell R.N., Kostrovitsky S.I., Apen F.E. Siberia's largest pulse of kimberlites: U-Pb geochronology of perovskite and rutile from the Obnazhennaya kimberlite and its xenoliths, Siberia craton // International Geology Review. - 2022. - V. 64, № 12. - P. 1743-1754. DOI: 10.1080/00206814.2021.1958384
8. Yakovlev D.A., Kostrovitsky S.I., Fosu B.R., Ashchepkov I.V. Diamondiferous kimberlites from recently explored Upper Muna Field (Siberian Craton): petrology, mineralogy and geochemistry insights // Geological Society. Special Publications. - 2022. - V. 513. №1. - P. 71-102 DOI: 10.1144/SP513-2021-9

2023 г.

### **Монография**

Костровицкий С.И., Яковлев Д.А. Происхождение кимберлитов Якутской провинции / Отв. ред. академик РАН Н.П. Похиленко. - 2-е издание - Иркутск, Институт геохимии им. Виноградова СО РАН, 2023 - 490 с. ISBN 978-5-60478888-3-7

### **Статьи в рецензируемых изданиях**

1. Kostrovitsky S., Dymshits A., Yakovlev D., Sun J., Kalashnikova T., Ashchepkov I. and Belozeroва O. Primary Composition of Kimberlite Melt// Minerals. 2023. V.13, №1404. <https://doi.org/10.3390/min13111404>
2. Школьник С.И., Беляев В.А., Летникова Е.Ф., Демонтерова Е.И., Брянский Н.В., Колесов К.К., Иванов А.В. Бутугольская глыба – экзотический докембрийский блок в строении фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента (Восточный Саян) // Доклады Академии наук. Науки о Земле, 2023, Т. 510, №. 2, С. 5-11.
3. Медведев А.Я., Дриль С.И., Каримов А.А., Беляев В.А. Минералогические и изотопно-геохимические особенности базанитов реки Жарничиха (Южное Забайкалье). Геология и геофизика, 2023, Т. 64, № 1, С. 53-71.
4. Воронцов А.А., Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Перфилова О.Ю. Геологические и изотопно-геохимические индикаторы плюм-литосферных взаимодействий в юго-западном обрамлении Сибирского кратона: синтез данных для

раннедевонских магматических ассоциаций Алтае-Саянской рифтовой системы // Геология и геофизика, т. 64, № 12, с. 1674–1689, doi: 10.15372/GiG2023156.

5. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Пуляева И.А., Юдин Д.С. Внутриплитный вулканизм гайота Альба: геодинамические модели формирования Магеллановых гор в Тихом океане на протяжении 100 млн лет // Геология и геофизика, 2023, т. 64, № 1, с. 3-33, doi: 10.15372/GiG2021179.

2024 г.

#### **Статьи в рецензируемых изданиях**

1. Воронцов А.А., Федерягина Е. Н., Дриль С.И., Сасим С.А., Травин А.В., Будяк А.Е. Высококалийный юрско-меловой вулканизм Нерчинской депрессии Восточного Забайкалья и его геодинамическая природа // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. - 2024. - Т.515. - № 6. - С. 111–120. DOI: 10.2113/RGG20234695 (ИФ = 0,7 Q4).

2. Лыхин Д.А., Иванова А.А., Алымова Н.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Никифоров А.В., Воронцов А.А., Галанкина О.Л., Толмачева Е.В. Возраст Зашихинского редкометального месторождения (Восточный Саян): результаты U-Pb (ID TIMS) геохронологических исследований метамиктизированного циркона // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. - 2024. - Т.518. - № 9. - 33–44. DOI: 10.1134/S1028334X24602529 (ИФ = 0,7 Q4).

3. Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Магазина Л.О. Состав и термохронология щелочных гранитов Ингурского массива: к проблеме выявления факторов, способствовавших образованию редкометальной минерализации в щелочных гранитах Западного Забайкалья // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. - 2024. - Т. 515. - № 6. - С. 48-62 (ИФ = 0,7 Q4).

4. Спивак А.В., Сотникова И.А., Вирюс А.А., Кузьмин М.И., Захарченко Е.С., Колотилина Т.Б., Алымова Н.В. Химическое микрозондовое Th–U–Pb-Датирование монацита из редкометалльных пегматитов Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. - 2024. - Т. 514. - № 1. - С. 89-96. DOI: 10.31857/S2686739724010108 (ИФ = 0,7 Q4).

5. Сотникова И.А., Боровиков А.А., Колотилина Т.Б., Алымова Н.В. Флюидный режим кристаллизации графических кальцит-кварцевых карбонатитоидов Мурунского массива // Геология и геофизика. - 2024. - Т. 65. - №3. - С. 376-385. DOI: 10.15372/GiG2023168 (ИФ = 1,2 Q3).

6. Шутов В.А., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Процессы родингитизации и нефритообразования на контакте серпентинитов с плагиориолит-порфирами Улан-

Ходинского месторождения (Восточные Саяны, Россия) // Геосферные исследования. - 2024. - Т. 2. - С. 101-116. DOI: 10.17223/25421379/31/6 (ИФ = 0,4 Q4).

7. Kolotilina T.B., Mekhonoshin A.S., Shcherbakov Y.D. Neoproterozoic Lysan Alkaline–Ultramafic Complex in the Eastern Sayan, Southern Siberia, Russia: Mineralogical Constraints of Carbonate Rocks and Albitite for Petrogenesis // Minerals. - 2024. - Vol. 14.(3) - art.№ 290. DOI: 10.3390/min14030290 (ИФ = 2,2 Q2).

2025 г.

#### **Статьи в рецензируемых изданиях**

1. Kostrovitsky S.I., Yakovlev D.A., Fosu B.R.2, Dril S.I., Garanin K.V. A geological, geochemical and isotopic study of primary diamond deposits in the Siberian craton // Mineralogy and Petrology. – 2025. – Vol. 119. - No. 1. – P. 21-47 (Q3)

2. Sun J., Tappe S., Kostrovitsky S., Kalashnikova T., Zhou S.-H., Smart K. A. Timing of subduction along the northern margin of the Siberian craton: Lu-Hf and Sm-Nd (isochrons for kimberlite-borne mantle eclogite xenoliths // Lithos. – 2025. – P. 508-509, 108062 (Q2)

3. Kolotilina, T.B.; Nikolaev, A.V.; Finkelstein, A.L.; Mekhonoshin, A.S.; Belozeroва, O.Y. Platinum Group Minerals in Sulfide Droplets of the Zhelos Intrusion, Eastern Sayn, Russia: First Data // Minerals. - 2025. - № 15. - 612 (Q2).

4. Sotnikova I., Spivak A., Viryus A., Zakharchenko E., Kolotilina T., Alymova N. Stage of the vein series formation processes of the Burpala massif (North Baikal), according to chemical microprobe Th-U-Pb dating of monazites // Geosystems and Geoenvironment. - November 2025. - Vol. 4. - I. 4. - 100345. <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2024.100345>

5. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Дриль С.И., Саватенков В.М., Лыхин Д.А., Федерягина Е. Н., Сасим С.А. Геохимические и изотопные (Sr, Nd, Pb, O) типы источников меловых магм Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области // Геохимия. - Т. 70. - № 11. - С. 877-902. DOI: 10.7868/S3034495625110013 (Q4).

6. Бадмацыренова Р.А., Шелепов Я.Ю. Вещественный состав верхнепалеозойских габбродиоритовых массивов Шарагольского комплекса Унго-Хилокского ареала, Центральное Забайкалье, Россия // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2025. – № 336(7). – С. 7–16 (Q4)

7. Алымова Н.В., Воронцов А.А., Лыхин Д.А., Никифоров А.В., Андреева О.А., Бычков А.Ю., Белозерова О.Ю., Посохов В.Ф., Сотникова И.А. Амфиболсодержащие граниты Зашихинского месторождения (Восточный Саян) // Геосферные исследования. - 2025. - № 2. - С. 34–46. doi: 10.17223/25421379/35/3 (Q4)

8. E. I. Mikheev, A. V. Travin, A. S. Mekhonoshin, Shelepov Y.Y., Kruk N.N., Tsygankov A.A., Moroz E.N. Age of Formation of Svyatonosites of the Svyatoi Nos Peninsula, Lake Baikal (U/Pb and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Data) // Doklady Earth Sciences. – 2025. – Vol. 521. - No. 1. – P. 1-8. – DOI 10.1134/S1028334X24604425. – EDN WIGEPT
9. Лыхин Д.А., Ярмолук В.В., Воронцов А.А. Редкометальные породы Ингурского массива (Западное Забайкалье): состав, геохимия и факторы, определившие образование редкометальной минерализации // Геология рудных месторождений. - 2025. № 67(5) - С. 591–613.

**ПРИЛОЖЕНИЕ Б: Список конференций, в которых участвовали исполнители  
в 2025 г.**

1. XIV Международная научно-практическая конференция «Геология, прогноз, поиски и оценка месторождений алмазов, благородных и цветных металлов», 15–18 апреля 2025 г. Москва, ФГБУ «ЦНИГРИ». Докладчик - Костровицкий С.И. Кимберлиты, их первичный состав, алмазоносность (устный доклад)

2. Всероссийская конференция, посвященная 90-летию академика Николая Владимировича Соболева «Процессы минералообразования при высоких давлениях, происхождение алмаза и мантийных магм», 17–19 июня 2025 г., Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН. Докладчики: Калашникова Т.В. Оливины из кимберлитовых пород, их происхождение (устный доклад). Калашникова Т.В. Морфология и генезис ильменита в ксенолитах перидотитового парагенезиса из кимберлитов (стендовый доклад)

3. Всероссийская конференция молодых ученых «Современные проблемы геохимии - 2025», 15 - 20 сентября 2025 г., Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. Докладчик - Калашникова Т.В. Ильменит из литосферной мантии Сибирского кратона - генезис и взаимосвязь с кимберлитовыми расплавами (устный доклад)

4. IX Всероссийская конференция с международным участием «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, петрология, рудный потенциал.», 2025. Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН. Докладчик - Мехоношин А.С. Неопротерозойские титаноносные щелочно-ультраосновные комплексы юга Сибири

5. IV геологическая конференция «Граниты и эволюция Земли: геодинамические обстановки, происхождение и рудный потенциал гранитоидного магматизма», 02–07 июня 2025 г., ИГХ СО РАН. Докладчик – Алымова Н.В. Петрогенезис и редкометалльная минерализация щелочных гранитов Зашихинского месторождения (Восточный Саян) (устный доклад)

6. XXII Всероссийская научная конференция «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», 2025, Иркутск: Институт земной коры СО РАН. Докладчик – Воронцов А.А. Геохимические и Sr-Nd изотопные признаки силикатной и карбонатной ассимиляции в девонской трахибазальт-тефрит-ийолитовой ассоциации Урюпского сектора Минусинского прогиба (устный доклад)

7. XXII Всероссийская научная конференция «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», 14-18

октября 2025 г. Иркутск. Докладчик - Бадмацыренова Р.А. U-Pb возраст гранитов убур-таширского массива, Западное Забайкалье. (устный доклад)

8. XXII Всероссийская научная конференция «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», 14-18 октября 2025 г. Иркутск. Докладчик – Медведев А. Я. Серебро в вулканитах Уригольского гайота (Северная Монголия). (устный доклад)



**ПРИЛОЖЕНИЕ В: Список всех участников проекта в 2025 г.**

Костровицкий С.И.	Гл.научный сотрудник, д.г.-м.н.
Медведев А.Я.	Вед.научный сотрудник, д.г.-м.н.
Воронцов А.А.	Вед.научный сотрудник, д.г.-м.н.
Горнова М.А.	Вед.научный сотрудник, д.г.-м.н.
Мехоношин А.С.	Ст.научный сотрудник, к.г.-м.н.
Колотилина Т.Б.	Ст.научный сотрудник, к.г.-м.н.
Сотникова И.А.	Ст. научный сотрудник, к.г.-м.н.
Алымова Н.В.	Научный сотрудник, к.г.-м.н.
Беляев В.А.	Научный сотрудник, к.г.-м.н.
Калашникова Т.В.	Научный сотрудник, к.г.-м.н.
Каримов А.А.	Научный сотрудник, к.г.-м.н.
Митрофанова А.Ю.	Ведущий инженер
Андриевская В.И.	Ведущий инженер
Бадмацыренова Р.А.	Ведущий инженер
Ковалёва С.А.	Старший инженер
Щербакова Г.И	Ведущий инженер
Погудина Г.А.	Ведущий инженер
Ожогина Т.В.	Ведущий инженер
Милютина Н.В.	Инженер
Москвина Л. И.	Старший лаборант
Муравьева Н.А.	Старший лаборант
Прыткова Т.И.	Старший инженер