

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. № НИР АААА-А17-117041910032-1

УТВЕРЖДАЮ  
Директор ИГХ СО РАН  
д.г.-м.н. А.Б. Перенелов  
« 15.01.2020 » 2020 г.



ОТЧЕТ  
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ


ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ  
МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЕГО  
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ПО ПЕТРОЛОГИИ,  
ГЕОХИМИИ И ИЗОТОПИИ  
(промежуточный)

Приоритетное направление IX.129

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

Шифр программы № IX.129.1.  
Шифр темы № 0350-2019-0008

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

 15.01.2020


А.А. Воронцов

подпись, дата

Иркутск 2020

## СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

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

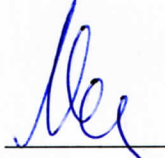
 15.01.2020  
\_\_\_\_\_

А.А.Воронцов

подпись, дата

Ответственные исполнители:


Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук

 15.01.2020  
\_\_\_\_\_

А.С.Мехоношин  
(раздел 1.1)

подпись, дата

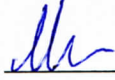
Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук

 15.01.2020  
\_\_\_\_\_

С.И.Костровицкий  
(раздел 1.2)

подпись, дата


Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук

 15.01.2020  
\_\_\_\_\_

М.А. Горнова  
(раздел 2.1)

подпись, дата

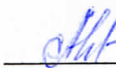
Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук

 15.01.2020  
\_\_\_\_\_

А.А.Воронцов  
(раздел 2.2)

подпись, дата

Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук

 15.01.2020  
\_\_\_\_\_

А.Я.Медведев  
(раздел 2.3)

подпись, дата

Отчет 51 стр., 21 рис., 93 ссылки.

Ключевые слова: магматизм, рудообразование, эволюция состава магматических источников, геология, минералогия, петрография, геохимия элементов, геохимия изотопов, мантийно-коровое взаимодействие, складчатые пояса, кратоны, геодинамика, формирование континентальной литосферы.

Главная цель исследования: создание моделей формирования и вещественной эволюции источников материнских расплавов ультраосновных и основных магматических комплексов Сибирского кратона и его складчатого обрамления на основе геологических и изотопно-геохимических данных. В задачу исследований входит выявление индикаторных геохимических и изотопных характеристик разновозрастных ассоциаций магматических пород и связанных с ними потенциально рудоносных комплексов, образованных на разных этапах формирования континентальной литосферы.

В результате проведенных исследований установлено:

1. Расшифрованы геодинамические условия и определен возраст образования базит-ультрабазитовых комплексов Приморского выступа фундамента Сибирского кратона. Сделаны предварительные выводы о потенциальной рудоносности изученных ультраосновных интрузий.

2. Уровень концентрации некогерентных элементов в дайке кимберлитовой трубки Айхал Якутской кимберлитовой провинции значительно ниже (в 3-5 раз), чем в карбонатитовых брекчиях. U-Pb возраст кимберлитовых и карбонатитовых трубок Староречинского и Орто-Баргынского полей, определенный по перовскитам и цирконам, практически совпадает и варьирует в интервале 150-161 млн.лет. Сравнительный анализ кимберлитов и карбонатитов в пределах Якутской кимберлитовой провинции указывает на существование генетической связи между ними в северных полях провинции, где расположены кимберлиты с убогой алмазонасностью и отсутствие этой связи в южных полях с классическими алмазонасными кимберлитами.

3. Результаты геологических, геохимических (обогащение LILE, REE, Zr, Hf и Ti), изотопных ( $\epsilon\text{Nd}(500)$  от -0.5 до +2.8,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(500)$  от 0.7049 до 0.7078) и геохронологических ( $497.2 \pm 9.0$  млн. лет (Ar-Ar датирование базальтов) исследований магматических комплексов района р. Баянгол указывают на тектоническое совмещение серпентинитов, бонинитов, пироксенитов, являющихся фрагментами надсубдукционного офиолитового комплекса и известково-щелочных островодужных базальтов и габброидов.

4. Индикаторными вещественными характеристиками позднеордовикских трахибазальтов Минусинского прогиба, отличающими их от ранне-среднедевонских вулканитов, являются пониженные содержания  $TiO_2$  (не более 1,7 мас. %) и более фракционированный характер распределения РЗЭ, что контролируется составом мантийных источников.

5. Согласно Sr-Nd-Pb изотопной систематике доминирующим мантийным источником для позднекайнозойских базальтоидов Бороздинского гольца центральной части Дауро-Хэнтейского свода служил источник PREMA при резко подчиненном участии источника HIMU, что отличает эти породы от базальтоидов Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областей, изотопный состав которых контролируется процессом смешения расплавов, формирующихся из мантийных источников PREMA и EM I.

## СОДЕРЖАНИЕ

Перечень сокращений и обозначений	6
Введение	7
<b>1. Магматические комплексы Сибирского кратона</b>	<b>8</b>
1.1. Возраст и вещественный состав базит-ультрабазитовых массивов Улан-Хан, Зундук, Онгурены и Моряны Приморского выступа Сибирского кратона	8
1.2. Корреляция мезозойского кимберлитового и карбонатитового магматизма севера Якутской провинции (Прианабарье)	14
<b>2. Магматические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса</b>	<b>17</b>
2.1. Геология, состав и возраст вулканитов, пироксенитов, габброидов и серпентинитов из Джидинского островодужного террейна в бассейне р. Баян-Гол	17
2.2. Геологическое строение, индикаторные петрогеохимические и изотопные характеристики позднеордовикских магматических ассоциаций обрамления Минусинского прогиба, северная часть Алтае-Саянской складчатой области.	26
2.3. Состав родоначальных магм, изотопные источники и P-T параметры формирования позднекайнозойских базанитов Бороздинского гольца центральной части Дауро-Хэнтэйского свода	32
Основные результаты проведённого исследования	39
Заключение	40
Список использованных источников	41
Приложение А	50

## ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ

В настоящем отчете о НИР применяют следующие сокращения и обозначения:

МПГ - минералы платиновой группы

ЭПГ - элементы платиновой группы

ARC - базальты островных дуг

Cr# =  $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) \times 100\%$  – хромистость

DM – деплетированная мантия

EMI и EMII – разновидности обогащенной мантии

HFSE (High field strange elements) - высокозарядные элементы

HIMU – мантия с высокими значениями  $\mu^{238\text{U}/204\text{Pb}}$

HREE (Heavy rare earth elements) - тяжёлые редкоземельные элементы

LILE (Large ion lithophile elements) - крупноионные литофильные элементы

LIP - крупные изверженные провинции

LREE (Light rare earth elements) - лёгкие редкоземельные элементы

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

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

PREMA – умеренно деплетированная преобладающая мантия

OIB - базальты океанических островов

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

UCC - верхняя континентальная кора

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

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

## ВВЕДЕНИЕ

В 2019 году были продолжены геологические, геохимические и изотопные исследования магматических комплексов в структурах Сибирского кратона и его складчатого обрамления, формирующихся на разных этапах эволюции континентальной литосферы.

В ходе проводимых работ основное внимание уделялось установлению возрастных этапов эндогенной активности, взаимоотношений магматических комплексов между собой и с вмещающими толщами, оценке характера эволюции базит-ультрабазитовых расплавов, определению состава источников и закономерностей формирования магматических ассоциаций.

# 1. МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА

## 1.1 Возраст и вещественный состав базит-ультрабазитовых массивов Улан-Хан, Зундук, Онгурены и Моряны Приморского выступа Сибирского кратона

В Западном Прибайкалье ультраосновные интрузии локализованы в структурах Приморского выступа фундамента Сибирского кратона (рисунок 1). Единичные сведения о них встречаются только в легенде к Государственной геологической карте и до недавнего времени это было белое пятно в исследованиях ультраосновного магматизма на юге Сибири. За последние несколько лет нам удалось собрать представительный материал по геологии, петрографии и геохимии этих пород из нескольких ареалов их распространения. В 2019 году были обобщены результаты предшествующих исследований и получены дополнительные сведения по вещественному составу и возрасту пород Онгуренского участка.

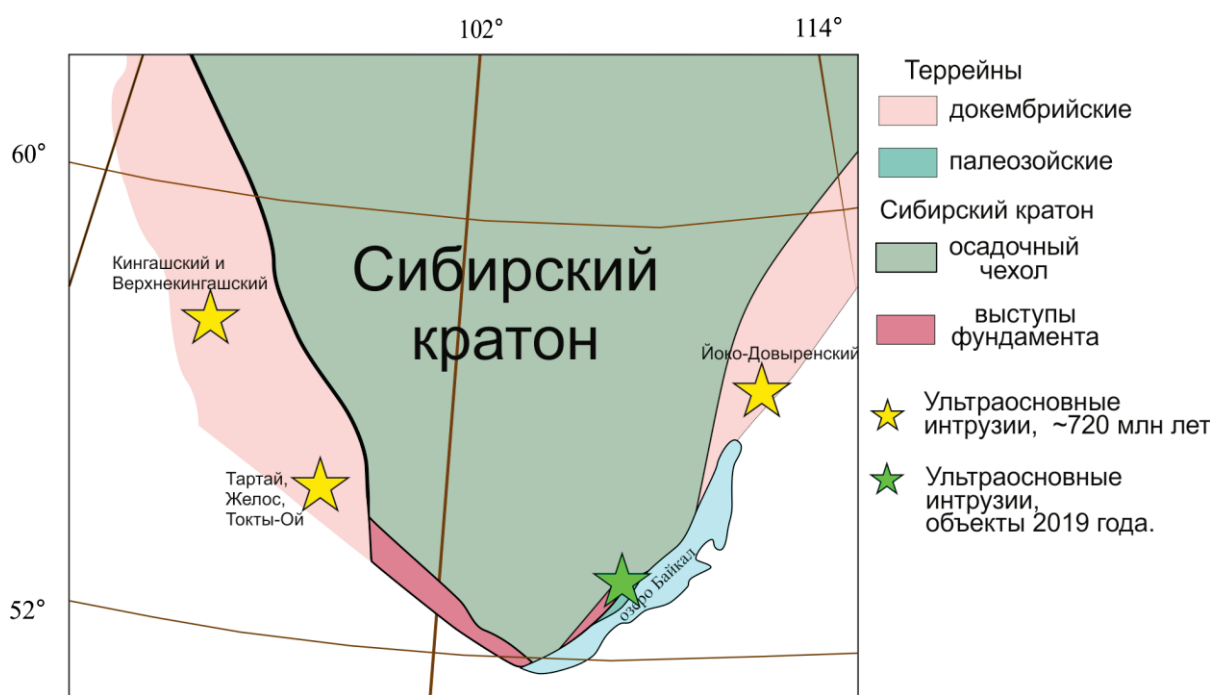


Рисунок 1 — Положение объектов исследования на схематической карте тектонического строения юга Сибири

Целью исследования являлось выяснение места ультраосновных пород Приморского выступа Сибирского кратона в общей схеме ультраосновного магматизма юга Сибири. При этом решались следующие задачи: 1) расшифровка геодинамических условий формирования, на основе выявления устойчивых геохимических характеристик пород; 2) определение возраста образования интрузий.

Ультраосновные породы в Приморском выступе фундамента образуют три ареала распространения и прослеживаются как серия интрузий, ориентированных в северо-



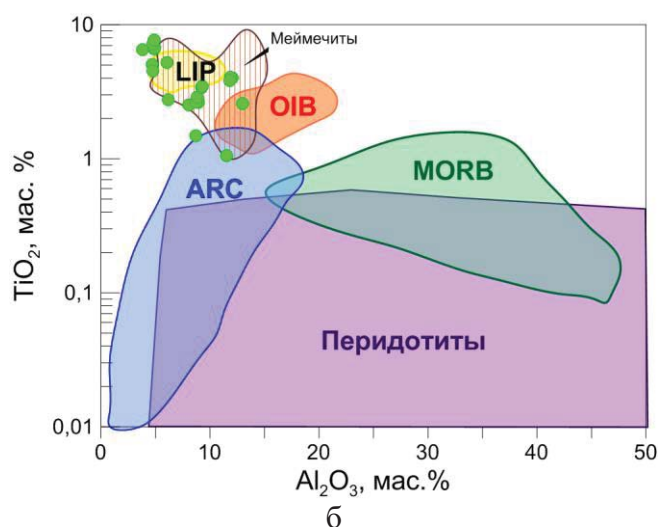
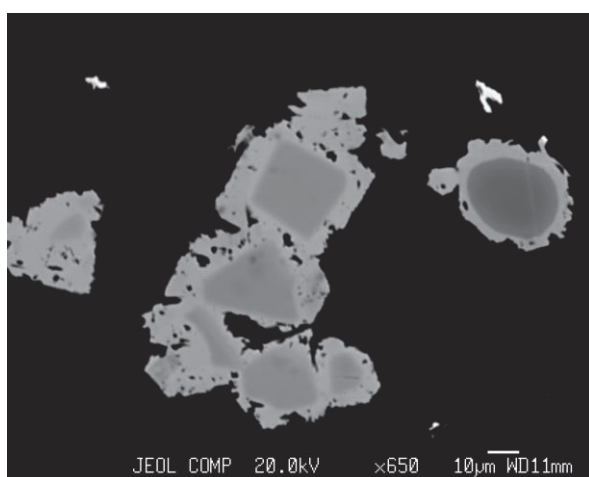
восточном направлении. Ширина выходов составляет 50-250 м, а протяженность - до 2 км. Выделяется два типа массивов, становление которых происходило в условиях разных фаций глубинности. Первый тип (массивы Улан-Хан и Зундук) сложен дифференцированным рядом пород, меняющих свой состав от пикритов до пикродолеритов, а второй – порфиридовидными пикритами (массивы Онгуренского участка и Моряны).

Породы в значительной степени преобразованы: серпентинизированы, хлоритизированы, на отдельных участках превращены в тальк-хлорит-серпентиновые сланцы. Наименее измененными являются породы Онгуренского участка. Первично магматические минералы представлены оливином, клинопироксеном и, реже, ортопироксеном, а также акцессорными хромшпинелидом и ильменитом.

### Состав минералов

Оливины в массивах характеризуются зональным строением и высоким содержанием фаялитового компонента (15-30 мол. %). Зональность выражена в увеличении железистости от центра к краю зерна. При этом содержания NiO в оливинах из почти не изменяются, а отмечается существенное увеличение содержаний MnO (от 0,3 до 0,7 мас. %) с ростом железистости к краю зерен. Диапазоны содержаний NiO, MnO, и величины железистости в оливинах из интрузий Приморского выступа Сибирского кратона аналогичны таковым из меймечитов Маймеча-Котуйской провинции [1].

Клинопироксены - хромдиопсиды с содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 2,5 мас. %, TiO<sub>2</sub> до 1 мас. %, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 1,3 мас.%. Ортопироксены - бронзиты (En<sub>80</sub>), с содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 1,2 мас. %, TiO<sub>2</sub> до 0,5 мас. %, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 0,4 мас.%. Одной из характерных особенностей

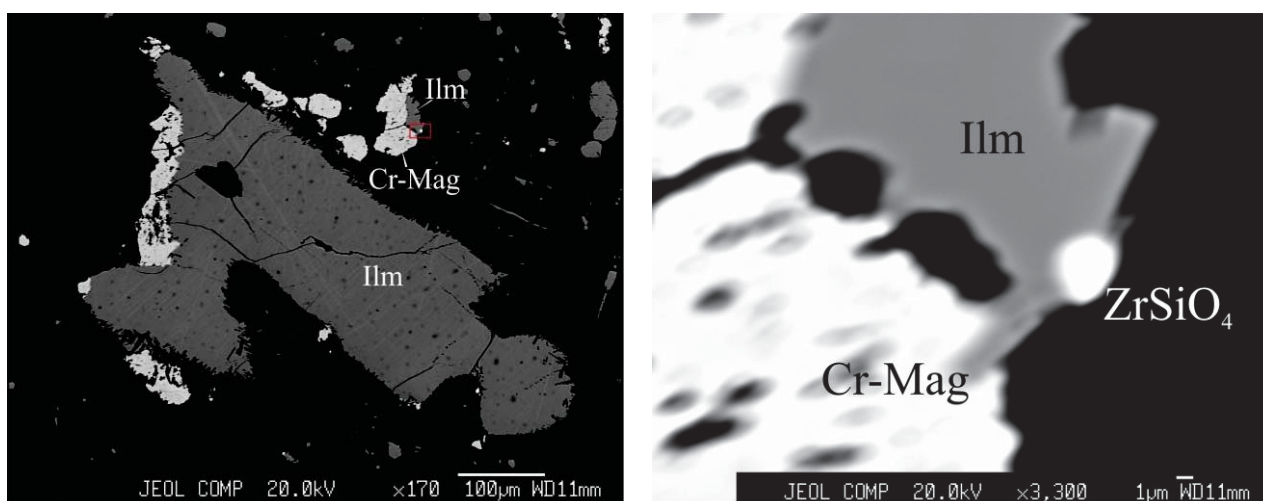


а  
б

Изображение СЭМ. Поля LIP, OIB, ARC, MORB, мантийных перидотитов по [2], Вестфьелла (Кaroo LIP) и Маймеча-Котуйские меймечиты по [3] и [1], соответственно.  
Рисунок 2 — Морфология зональных зерен (а) и состав хромшпинелидов (б) Онгуренского массива

массивов является состав акцессорных хромшпинелидов и ильменитов. Хромшпинелиды часто зональные, ядра в них по составу отвечают алюмо- и феррихромитам, а каймы имеют чисто магнетитовый состав (рисунок 2а). Алюмо- и феррихромиты характеризуются низкими содержаниями MgO (4-7 мас. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (9-10 мас. %), высокими TiO<sub>2</sub> (до 6 мас. %) и MnO (до 4 мас. %). Такого типа хромшпинелиды известны в гипабиссальных пикродолеритовых интрузиях Норильского района [4], меймечитах Маймеча-Котуйской провинции [4] и Вестфьелла (Кагоо LIP) [3], кроме того хромшпинелиды с высоким содержанием TiO<sub>2</sub> характерны для сульфидных руд и пород дунит-перидотитового массива Джинчуань (Китай) [5]. Ильменит в изученных породах присутствует в виде ксеноморфных зерен в интерстициях оливина. Одной из особенностей состава ильменита является высокое содержание MnO (2-5 мас. %). Такие ильмениты наблюдаются в сульфидных рудах массивов центральной части Восточного Саяна (Тартай, Токты-Ой, Желос) [6, 7]. В тесном сростании с ильменитом обнаружены редкий оксид титана и циркония - цирконолит (CaZrTi<sub>2</sub>O<sub>7</sub>) и округлые зерна циркона (рисунок 3).

Сульфидные руды редко вкрапленные и представлены сростаниями пентландита, пирротина, халькопирита, кубанита, которые находятся примерно в равных соотношениях, по границам зерен сульфидов часто развивается магнетит. Размеры сульфидных агрегатов достигают 0,5 см. В пентландите величина отношения Ni/(Ni+Fe) в составляет 0,39-0,45, всегда присутствует примесь Co (0,78-2,6 мас. %), реже - Cu (до 0,92 мас. %), так же как и в пентландитах из сульфидных руд массивов центральной части Восточного Саяна (Тартай, Токты-Ой, Желос) [6, 8]. В пирротине изредка отмечается в



а

б

Ilm - ильменит, Cr-Mag - хроммагнетит, ZrSiO<sub>4</sub> - циркон. Красный прямоугольник - положение рисунка 3б. Изображение СЭМ.

Рисунок 3 — Взаимоотношения ильменита и циркона

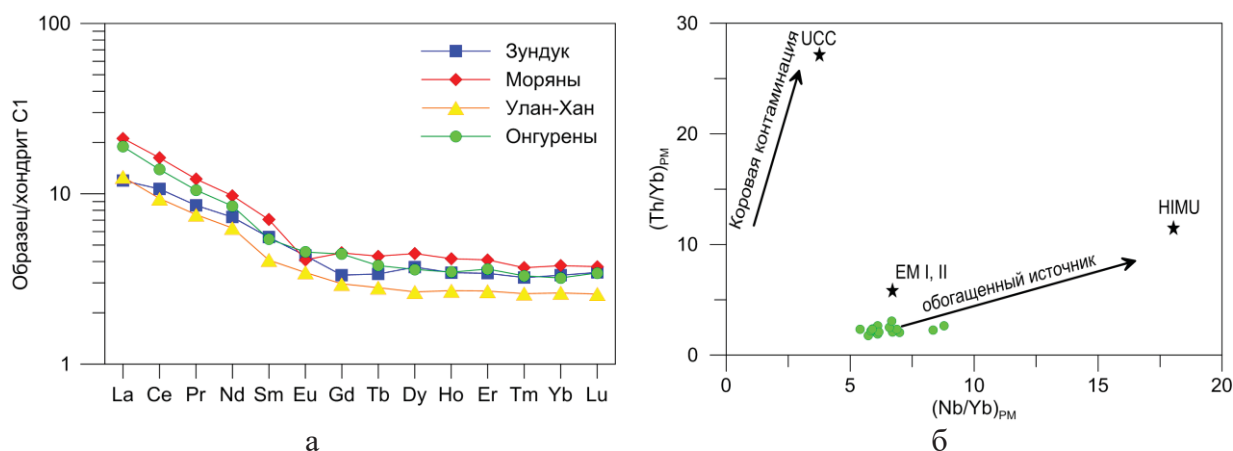
минимальных количествах Cu (до 0,5 мас.%), в халькопирите - Ni (до 0,9 мас.%), кубанит – не содержит примесных элементов. Кроме того, в халькопирит-пентландитовом агрегате обнаружен сфалерит с содержанием Cd до 10 мас.%. и редкий минерал - представляющий собой твердый раствор галенита (PbS) и клаусталита (PbSe). Такие сульфиды известны в малосульфидном платиновом горизонте Бураковского расслоенного комплекса [Гроховская и др. 2005].

Минералы элементов платиновой группы (МПГ) обнаружены в основном в виде мелких (до 10 мкм) многочисленных включений в сульфидах, часто на границе сульфидных зерен и силикатной матрицы, редко в силикатах. Среди МПГ распространены висмутиды палладия, представленные фрудитом PdBi<sub>2</sub> и соболевскитом PdBi, реже встречаются сперрилит и Pt-Cu сплавы. В составе фрудита фиксируются незначительные примеси Pt, Fe, Cu, Ni, As, в составе соболевскита наблюдаются существенные примеси Pt, Sb, Te, в меньшей степени - Fe, Cu, As, Sn.

### Геохимия

По уровню содержаний щелочей породы массивов относятся к нормальнощелочному подотряду. Для пород массивов Улан-Хан и Зундук присущ значительный разброс содержаний петрогенных элементов: MgO - 10-35 мас. %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 4-18 мас. %, TiO<sub>2</sub> - 0,2-1 мас. %. Массивы Онгуренского участка и Моряны характеризуются узким диапазоном изменений содержаний петрогенных элементов: MgO - 28-35 мас. %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 4-8 мас. %, TiO<sub>2</sub> - 0,2-0,4 мас. %.

В то же время ультраосновные породы демонстрируют однотипное распределение редкоземельных элементов, со значительным обогащением легкими РЗЭ по отношению к тяжелым – (Ce/Yb)<sub>N</sub>=2.6–5.8 и средним – (La/Nd)<sub>N</sub>=1.7–4.0 (рисунок 4а). При этом



Содержания элементов в примитивной мантии по [9], состав UCC по [10], данные по составам EM-I, EM-II и HIMU по [11]

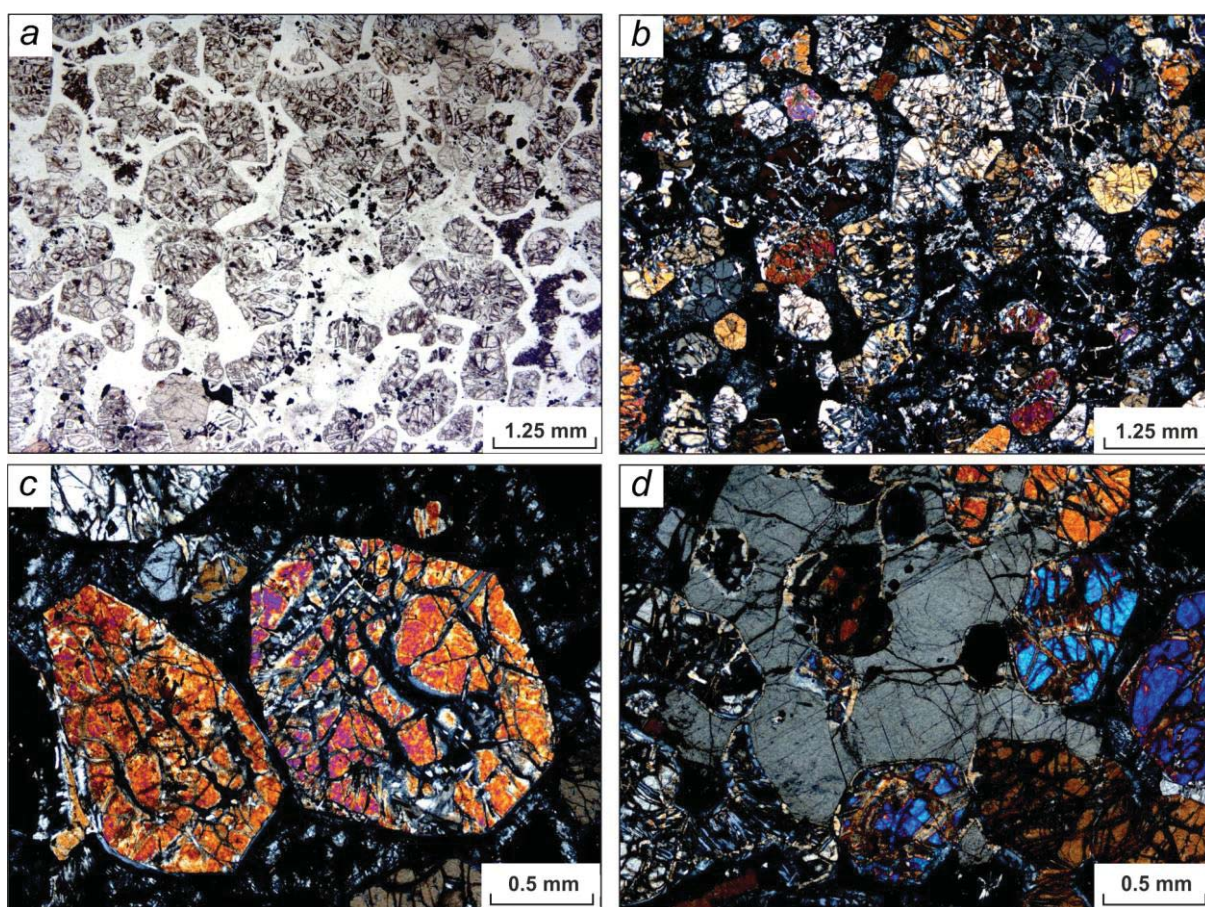
Рисунок 4 — Распределение редкоземельных элементов (а) и вариации  $Th/Yb_{PM}$  и  $Nb/Yb_{PM}$  отношений в массивах Приморского выступа Сибирского кратона

отмечается увеличение суммы РЗЭ с уменьшением магнезиальности пород. Обогащение легкими РЗЭ скорее всего связано с особенностями состава мантийного источника (рисунок 4б).

### Геохронологические исследования

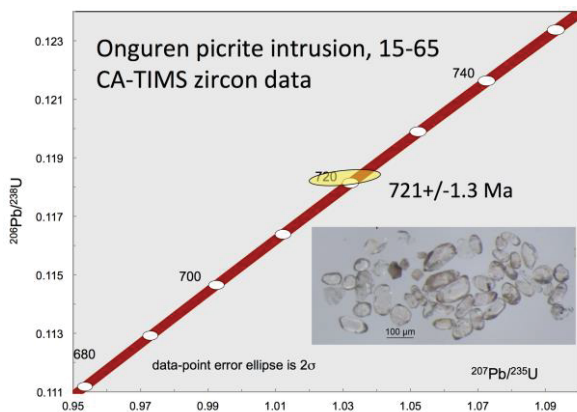
Ультраосновные породы практически не содержат U-содержащие акцессорные минералы, поэтому проблема их геохронологического датирования является достаточно острой. Однако, как показано выше в породах Приморского выступа Сибирского кратона нами обнаружены сростки ильменита и циркона, что позволило нам совместно с учёными ИГМ СО РАН подготовить материал для определения возраста его кристаллизации.

В качестве объекта датировки был выбран один из массивов Онгуренского участка. Как уже отмечалось выше пикриты Онгуренского участка, на котором наблюдается несколько круто падающих линзовидных тел, секущих гранитоиды Приморского комплекса, являются наименее измененными среди всех изученных массивов. Вторичные изменения в них проявились только в серпентинизации порфировых вкрапленников оливина (рисунок 5) по трещинам и вдоль границ зерен.

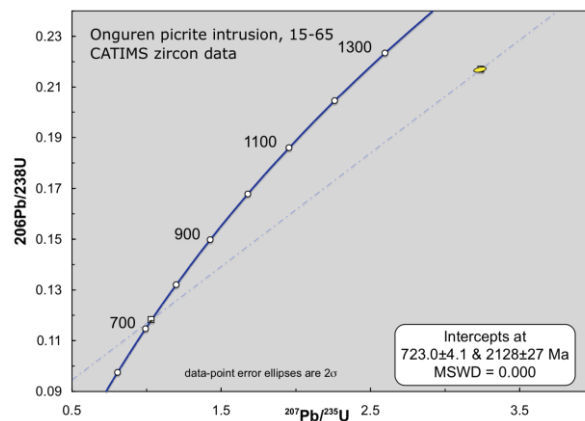


(а, б) - порфировидная структура пикритов, (в) - крупные фенокристы оливина, (г) хадакристы оливина в клинопироксене. а - поляризаторы параллельны, б-г - поляризаторы скрещены.

Рисунок 5 — Петрографические особенности пород Онгуренского массива.



а



б

Рисунок 6 — Диаграмма с конкордией для однородного зерна (а) и для зонального зерна (б)

Из пикритов Онгуренского массива было выделено около 40 цирконов. Форма зерен цирконов гипидиоморфная, округлая, что не совсем характерно для магматического циркона из ультраосновного расплава. Геохронологические исследования были проведены в Департаменте геологии и геофизики Университета штата Вайоминг (США).

Данные по одному зерну согласуются с  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрастом, равным  $721 \pm 1,3$  Ма (рисунок 6а), что можно расценивать как лучшую оценку для возраста интрузии. Данные для второго зерна на 31 % отклоняются от возраста 1769 млн. лет (рисунок 6б). Дискордантные данные могут быть интерпретированы как смещение двух возрастов 2130 млн. лет и 721 млн. лет, что можно объяснить захватом ультраосновным расплавом более древних цирконов из пород вмещающей толщи, в частности гранитоидов Приморского комплекса.

Сравнительный анализ минералого-геохимической информации по интрузивным базит-ультрабазитовым интрузиям Приморского выступа Сибирского кратона, позволяет сделать вывод об их связи с плюмовым магматизмом. Данные по возрасту массива Онгурены хорошо согласуются с ранее полученными результатами геохронологических исследований по рудоносным массивам юга Сибири [12-14]. Эти массивы интерпретируются как часть Иркутской крупной изверженной провинции [15]. Возраст 720 млн. лет совпадает с проявлением Франклинской крупной изверженной провинции в Канаде [16, 17] и косвенно подтверждает близкое соседство Северной Лаврентии и Южной Сибири в это время [15]. Кроме того, отмеченные сходные черты для Иркутской и Франклинской провинций повышают экономический потенциал, связанных с первой интрузивных комплексов.

## **1.2. Корреляция мезозойского кимберлитового и карбонатитового магматизма севера Якутской провинции (Прианабарье)**

На основе детального изучения химического, микроэлементного, минерального состава карбонатитоподобной породы дайки, находящейся в кимберлитовой трубке Айхал, а также составов карбонатитовых и кимберлитовых брекчий, выполняющих трубки участка Номохтоох Староречинского поля, анализа пространственной локализации карбонатитовых тел в пределах распространения кимберлитов в Якутской провинции, сравнения возрастов формирования кимберлитов и карбонатитов, проанализирован вопрос существования генетической связи между кимберлитами и карбонатитами. В результате проведенных исследований установлено:

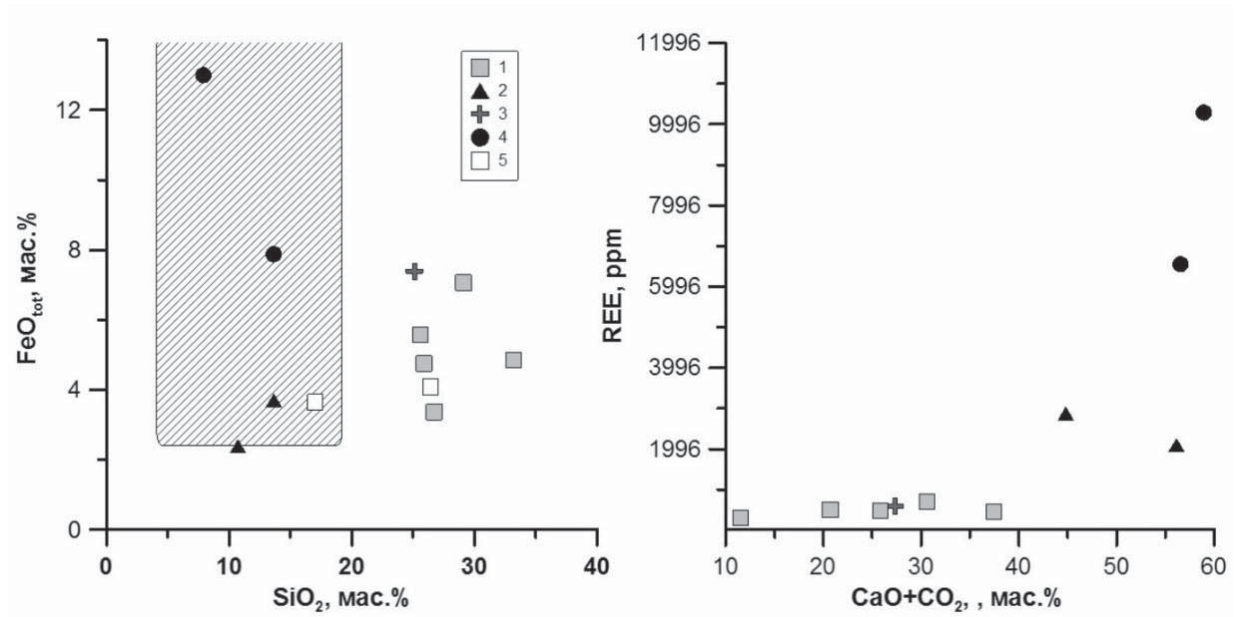
1. Карбонатитоподобная порода дайки содержит типичные для карбонатитов минералы – монацит, бадделеит, пироклор. По высокому содержанию и распределению некогерентных элементов порода заметным образом отличается от кимберлитов и соответствует переходной разновидности от кимберлитов к карбонатитам. Уровень концентрации некогерентных элементов в породе из дайки трубки Айхал значительно ниже (в 3-5 раз), чем в карбонатитовых брекчиях, выполняющих трубки Староречинского кимберлитового поля ЯКП (участок Номохтоох) (рис. 7, 8).

2. Существуют четкие различия в особенностях локализации карбонатитов в южной алмазоносной и северной с убогой алмазоносностью субпровинциях ЯКП. Если в южной части ЯКП типичные карбонатитовые тела (массивы) отсутствуют, то северная часть, можно сказать, изобилует ими. Кимберлитовые поля Прианабарья окружены с востока и запада пятнадцатью формациями ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (УЩК) с крупными карбонатитовыми массивами [18]. При этом один из массивов - Мальджангарский находится в непосредственной близости Лучаканского и Берегендинского кимберлитовых полей. Более того, в Орто-Ыаргынском и Староречинском (участок Номохтоох) кимберлитовых полях Прианабарья наряду с кимберлитовыми трубками находятся и карбонатитовые трубки [19, 20]. Предполагается [20, 21], что под участком Номохтоох Староречинского поля находится не выходящий на поверхность карбонатитовый массив.

3. U-Pb возраст кимберлитовых и карбонатитовых трубок Прианабарья, в том числе, из Староречинского (участок Номохтоох) и Орто-Ыаргынского полей, определенный по перовскитам и цирконам, практически совпадает и соответствует верхней юре (варьирует в интервале 150-161 [22, 23, 24, 25, 26]).

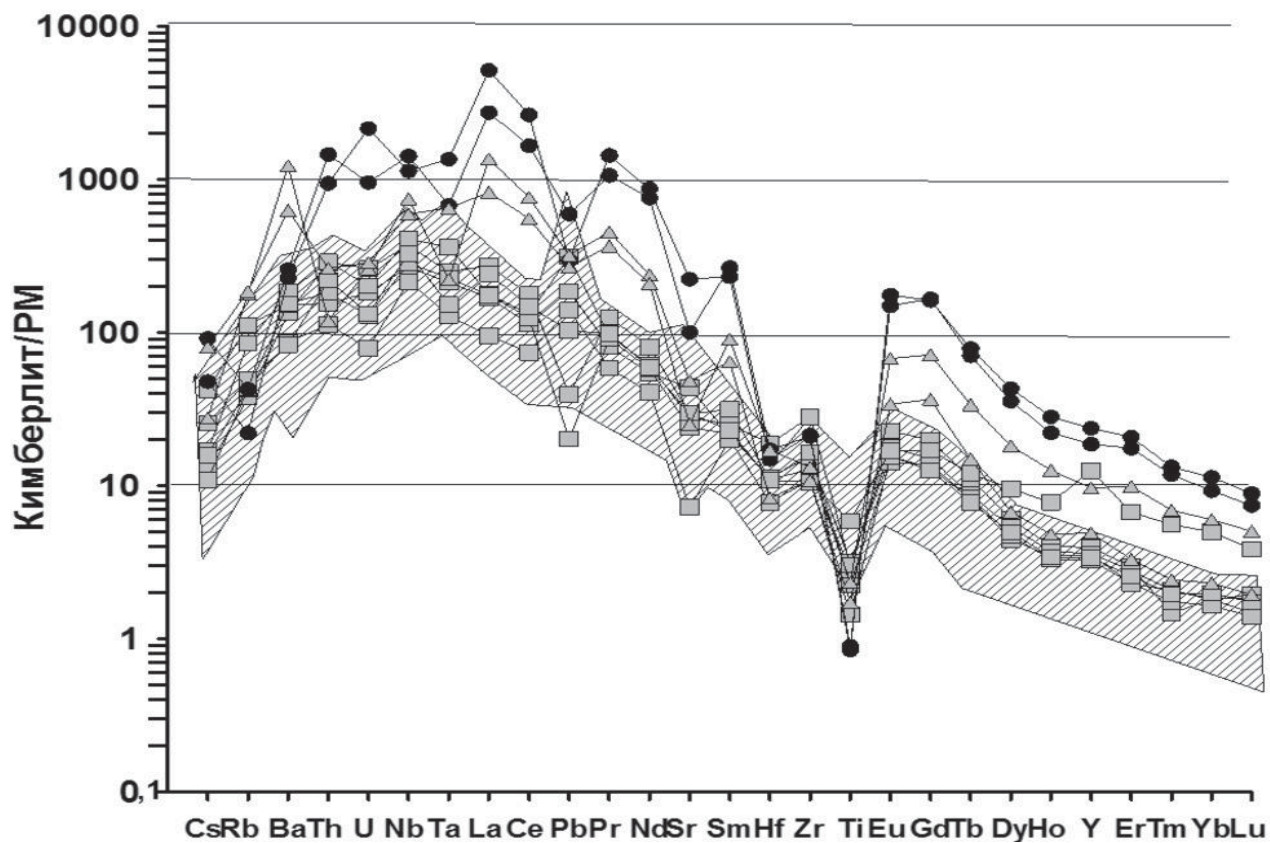
4. При сравнении пространственно-временной локализации и геохимических характеристик кимберлитов и карбонатитов в пределах Якутской провинции установлено,

что генетическая связь между ними существует в северных полях провинции, где расположены кимберлиты с убогой алмазоносностью и отсутствует в южных полях с классическими алмазоносными кимберлитами.



Условные обозначения: 1 – кимберлиты из трубки Айхал; 2 -карбонатитоподобная порода из дайки трубки Айхал; 3 – кимберлитовые брекчии из трубки участка Номохтоох Староречинского поля; 4 - карбонатитовые брекчии из трубок участка Номохтоох Староречинского поля; 5 – средние составы кимберлитов из центра и северо-восточной части трубки Айхал по [27]. Заштрихованное поле – область значений состава для карбонатитовых брекчий по [20].

Рисунок 7 - Графики состава кимберлитов и карбонатитов из трубки Айхал и Номохтоохского участка Староречинского поля



Подписи см. на рис. 7. Заштрихованное поле – область составов для алмазоносных кимберлитов ЯКП.

Рисунок 8 - Спайдер-диаграммы распределения некогерентных элементов для кимберлитов и карбонатитоподобной породы из трубки Айхал и из карбонатитовых брекчий участка Номохтоох Староречинского поля.



## 2 МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

### 2.1 Геология, состав и возраст вулканитов, пироксенитов, габброидов и серпентинитов из Джидинского островодужного террейна в бассейне р. Баян-Гол

В Джидинском террейне, который представляет собой палео-островодужную систему Палеоазиатского океана [28], в бассейне р. Баян-Гол было проведено минералого-геохимическое изучение пород офиолитовой ассоциации и известково-щелочных базальтов. В этом районе выделяется серия крутопадающих тектонических пластин шириной выходов в сотни метров и протяжённостью в километры, которые разделены субмеридионально ориентированными тектоническими швами. Отдельные тектонические пластины представлены: серпентинитовым меланжем, в котором присутствуют блоки известково-щелочных базальтов, высоко-Са бонинитов, пироксенитов и серпентинитов; толщей известково-щелочных базальтов с телами габбро и долеритов; терригенной толщей. Этот структурно-вещественный комплекс был интерпретирован как Баянгольская аккреционная призма [28].

Бониниты присутствуют только в виде блоков в серпентинитовом меланже. Преобладают лавоагломераты и лавобрекчии с мелкими включениями пород карбонатного и кварц-карбонатного состава, массивные лавы с порфировой и афировой структурами редки. Вкрапленники представлены хромшпинелидом и клинопироксеном, редкие образцы имеют плагиоклаз (замещен альбитом). Ортопироксен, по-видимому, полностью замещен смесью хлорита и амфибола (тремолит, актинолит), клинопироксен сохраняется лучше. Основная масса раскристаллизована и состоит из вторичных минералов - хлорита, эпидота, серицита. Мелкие (30-10 мкм) хромшпинелиды высокохромисты ( $Cr\# = Cr / (Cr + Al) > 0.7$ ). В лавобрекчиях присутствуют также более крупные (130-200 мкм) хромшпинелиды с меньшими значениями  $Cr\#$  (0.42-0.54), которые, вероятно, были захвачены из кумулатов. Присутствуют два типа вкрапленников клинопироксена. Более крупные клинопироксены угловатой или «окатанной» имеют состав диопсида с  $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+}) = 0.82-0.88$ ,  $Al_2O_3 = 1.2-2.9\%$ . Они окружены тонкой (первые мкм) каймой с меньшей  $Mg\#$  (72-76). Меньшие по размеру (30-350 мкм) идиоморфные вкрапленники имеют состав авгита с меньшей  $Mg\#$  (0.52-0.76) и близкими содержаниями  $Al_2O_3$ . Высоко- $Mg\#$  клинопироксены характеризуется падением (до 0.1 хондрита) в LREE части спектра при субхондритовом содержании средних и тяжелых REE (~ 1 уровень хондрита). В низко- $Mg\#$  вкрапленниках клинопироксена наблюдаются более высокие уровни содержаний REE при сохранении формы спектра. Редкоэлементный

состав клинопироксенов из бонинитов Баянгола идентичен составам клинопироксена высоко-Са бонинитов офиолитового комплекса Троодос [29].

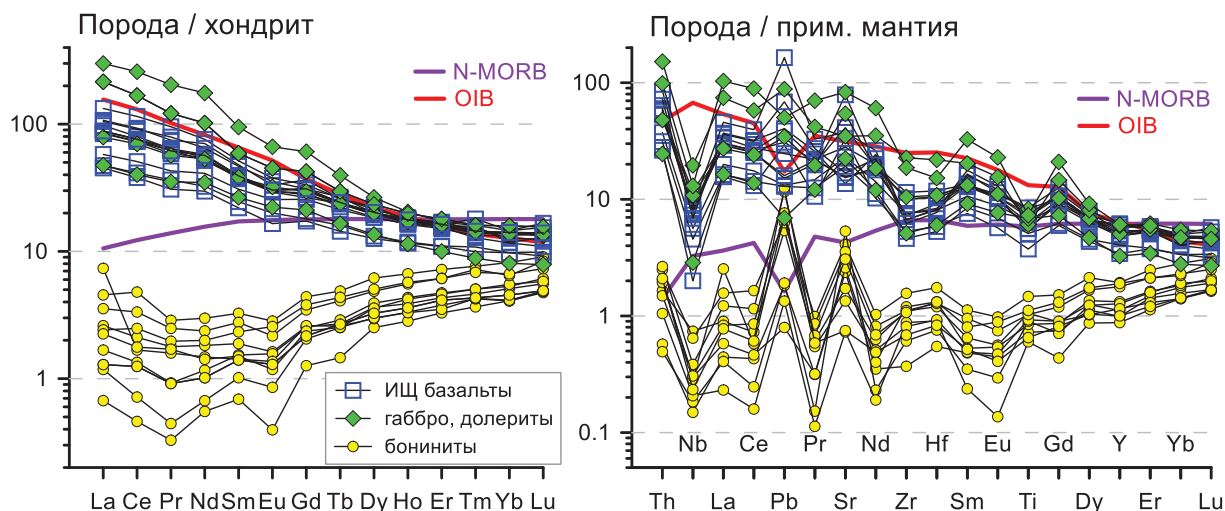


Рисунок 9 - Распределение REE и редких элементов в бонинитах, известково-щелочных базальтах, габбро и долеритах района р. Баянгол

Вулканыты бонинитовой серии характеризуются варьирующими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (48-63 мас. %),  $\text{MgO}$  (17-4 мас. %), низкими концентрациями  $\text{TiO}_2$  (<0.4 мас. %). В породах с ростом содержания  $\text{SiO}_2$  происходит уменьшение концентраций  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$  и рост –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ . Содержания всех редких несовместимых элементов, за исключением элементов группы LIL и Pb, ниже, чем в N-MORB. Распределение редких элементов характеризуется последовательным уменьшением нормированных к N-MORB концентраций от Yb до Pr-Nd и далее ростом до сильно-несовместимых с максимумами K, Pb, Sr, Zr-Hf и минимумом Nb-Ta (Рис. 9). Кроме того, одновременно с падением содержания  $\text{MgO}$  наблюдается увеличение содержания несовместимых элементов в породе с сохранением формы кривой распределения. Это может быть обусловлено фракционированием ортопироксена и клинопироксена. Распределение несовместимых элементов в бонинитах Баянгола близко таковому в высоко-Са бонинитов Троодоса. [30].

Пироксениты представляют собой линзообразные тела размерами от 3x4 до 4x8 м с резкими контактами и зонами дробления мощностью до ~1,5 м в серпентинитовом меланже. Структура пород пойкилитовая. Первичная минеральная ассоциация состояла из преобладающего клинопироксена и подчиненных количеств оливина, ортопироксена и хромшпинелида. Оливин полностью серпентинизирован. Пироксены замещаются хлоритом и амфиболом. В наименее измененных образцах в клинопироксенах присутствуют ортопироксеновые и шпинелевые структуры распада, что свидетельствует о перемещении пород с больших глубин. Реликтовые ядра хромшпинелида сохраняют

состав, близкий к первичному ( $Cr\# \sim 0.45$ , содержание  $TiO_2 \sim 0.2$  мас. %). Магнезиальность ортопироксена и клинопироксена составляет 0.87 и 0.91, соответственно. Клинопироксен характеризуется низкими концентрациями Ti, Zr, REE и обогащен Sr. Форма спектра и уровень содержаний близки таковым для высоко-Mg# клинопироксенов из бонинитов Баянгола. Судя по низким содержаниям титана в минералах, составу рассчитанного по коэффициентам распределения равновесного к клинопироксену расплава, пироксениты могли кристаллизоваться из высококальциевого бонинитового расплава. Крупные вкрапленники высоко-Mg# диопсида в бонинитах вероятно представляют собой захваченные фрагменты кристаллов кумулятивных пироксенитов.

Серпентиниты характеризуются высокими концентрациями  $SiO_2$ , вариациями в содержании  $\Sigma FeO$ ,  $MgO$ ,  $Al_2O_3$ . Составы пород не соответствуют реститам, образующимся при безводном фракционном плавлении примитивной мантии в широком диапазоне температур и давлений [31]. На вариационных диаграммах  $MgO$ -  $SiO_2$ ,  $FeO$ ,  $Al_2O_3$  наблюдается хаотический разброс точек. Характерные для реститовых и магматических пород корреляционные зависимости между элементами отсутствуют, например, нет обратной корреляции между  $MgO$  и  $Al_2O_3$ . Все это свидетельствует о метасоматическом преобразовании пород. В то же время, редкоэлементный состав пород и петрогенный состав ядер хромшпинелида близки к первичным. По этим характеристикам серпентиниты разделяются на две группы. В первой хромшпинелиды имеют соотношение хромистости ( $\sim 0.35$ ) и магнезиальности ( $\sim 0.65$ ) как в абиссальных перидотитах. Хромистость хромшпинелида и содержание HREE в породах соответствуют составам реститов, образовавшихся при  $\sim 15$  % степени плавления деплетированной мантии для модели фракционного полибарического плавления. Серпентиниты имеют близкое к абиссальным перидотитам распределение HREE. В то же время в них наблюдается обогащение элементами группы LILE, LREE и максимумы Zr-Hf, Ti, что может быть обусловлено влиянием островодужных расплавов. Этот же процесс может привести и к наблюдаемым повышенным содержаниям  $TiO_2$  (до 0,38 мас. %) в хромшпинелидах [32]. Шпинели второй группы серпентинитов имеют состав шпинелей надсубдукционных перидотитов (хромистость  $\sim 0.55$ -0.74, магнезиальность  $\sim 0,55$ -0,63,  $TiO_2 < 0.1$  мас. %). Высокая хромистость шпинели свидетельствует о высоких степенях плавления при образовании пород (22-30%), что согласуется с низким уровнем содержания HREE в них. Распределение редких элементов в серпентинитах этой группы характеризуются U-образными кривыми с более высокими нормированными концентрациями сильно-несовместимых элементов по сравнению с Yb и положительными аномалиями Zr-Hf, Sr,

небольшой отрицательной аномалией Nb. Такие спектры редких элементов характерны для надсубдукционных перидотитов. Таким образом, серпентиниты первой группы имеют геохимические характеристики абиссальных перидотитов, преобразованных взаимодействием с островодужными расплавами в надсубдукционных зонах, второй – надсубдукционных перидотитов, формировавшихся в результате декомпрессионного плавления в надсубдукционных зонах спрединга.

Высококальциевые бониниты, по-видимому, комплементарны к наиболее деплетированным гипербазитам, которые имеют геохимические особенности надсубдукционных перидотитов. Менее деплетированные гипербазиты, так как они имеют явные признаки преобразования островодужными расплавами, могут представлять собой либо остатки от более раннего эпизода плавления в этой же зоне надсубдукционного спрединга, либо мантию мантийного клина. Дифференцированный характер бонинитовых расплавов согласуется с присутствием кумулятивных пироксенитов.

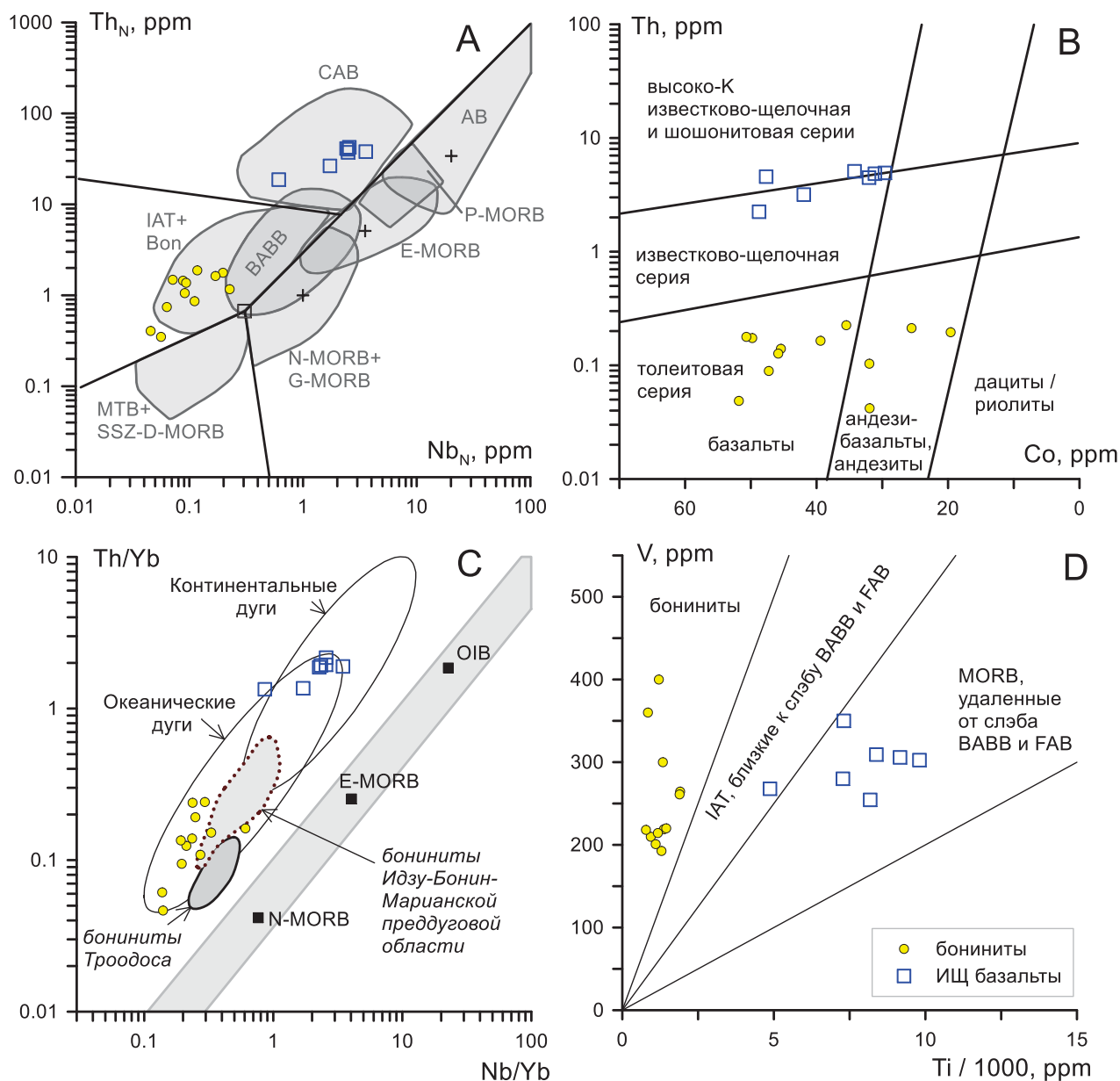
1. Предыдущими исследователями на одном из участков в серпентинитовом меланже предполагалось переслаивание бонинитов и известково-щелочных базальтов [33, 34]. Проведенное нами детальное геологическое изучение показало, что в тектонической пластине серпентинитового меланжа бониниты и известково-щелочные базальты присутствуют в виде отдельных самостоятельных блоков, а в тектонической пластине metabазальтов присутствуют известково-щелочные базальты и габброиды, а бониниты не обнаружены.

2. Известково-щелочные базальты представлены афировыми и порфиоровыми разновидностями. Среди фенокристов отмечены диопсид ( $Mg\# = 83-92$ , 0.17-0.7%  $TiO_2$ , 1.5-4.5%  $Al_2O_3$ ), магматический амфибол с осцилляторной зональностью (паргасит, магниогастингсит, Mg-роговая обманка;  $Mg\# = 47-92$ , 1.2-2.5%  $TiO_2$ , 11-15%  $Al_2O_3$ ), реже сосюритизированный плагиоклаз. В некоторых образцах порфиоровых базальтов наблюдается обрастание клинопироксена амфиболом. Основная масса сложена амфиболом близкого состава, клинопироксеном (замещен актинолитом) и сосюритизированным плагиоклазом. Габбро-долериты и габбро сложены магматическим амфиболом и диопсидом (их состав идентичен минералам базальтов), сосюритизированным плагиоклазом. Иногда наблюдаются плавные переходы между амфиболовыми базальтами и габбро-долеритами. Амфибол и клинопироксен характеризуются горбообразным спектром REE. Содержания REE в зональных амфиболах из базальтов растут от центра к краю при уменьшении  $Mg\#$ . Содержания REE в амфиболе из габбро в 2-3 раза выше содержаний в клинопироксене, при этом оба минерала имеют

похожую форму спектра. Это свидетельствует о кристаллизации клинопироксена и амфибола из близкого по составу расплава.

3. P-T условия кристаллизации расплава рассчитаны по мономинеральным термобарометрам для клинопироксена [35] и амфибола [36]. Кристаллизация клинопироксена (Mg# 92-83) происходила при температуре 1170-1090°C и давлении 7.6-10.7 кбар. Амфибол (Mg# 92-47) кристаллизовался при температуре 1050-880°C и давлении 4.5-6 кбар. Содержания SiO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O в расплаве и окислительно-восстановительные условия оценены по составу амфибола [37; 38]. Расплав, из которого кристаллизовался амфибол, содержал 50-65 % SiO<sub>2</sub>, 4.5-9 % H<sub>2</sub>O, значения  $fO_2$  составляли от -1.0 до +1.5 ΔNNO. Следует заметить, что в изученных базальтах и габброидах отсутствует оливин. Это может быть обусловлено началом кристаллизации базальтового расплава в низах островодужной коры, когда оливин не является ранней ликвидусной фазой. Возможность совместной кристаллизации клинопироксена и амфибола из насыщенных H<sub>2</sub>O расплавов показана в ряде экспериментальных работ. Так, кристаллизация Crx+Amph+Mgt из андезит-базальтовых расплавов наблюдалась при 7 кбар, 990°C [39], а кристаллизация Crx+Orx+Amph+Mgt из примитивных базальтов – при 7 кбар, 1050 °C, Crx+Orx+Amph+Plag+Mgt – при 7 кбар, 1000 °C [40].

4. Составы базальтов и долеритов с небольшим количеством вкрапленников амфибола по мере уменьшения MgO (10.7-4.5 %, безводный состав) и Mg# (64-45) показывают увеличение содержаний SiO<sub>2</sub> (48.2-52.7 %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14.2-18.6 %), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.12-0.3 %), близкий уровень TiO<sub>2</sub> (0.9-1.3 %), FeO<sub>tot</sub> (9.3-11.3 %) и незакономерные вариации Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O. Большая часть базальтов представлена высоко-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> разностями (>16% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Габбро и габбро-долериты показывают вариации составов: Mg# 49-71, 6.5-14.9% MgO, 45.5-52.4% SiO<sub>2</sub>, 10.1-18.1 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.9-1.7% TiO<sub>2</sub>, 9.7-15.3% FeO<sub>tot</sub>, 0.11-0.9% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Базальты из меланжа более интенсивно эпидотизированы и характеризуется повышенным CaO (до 18-20%), низким SiO<sub>2</sub> (41-44%), низкими содержаниями Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O (<0.2 %), Rb, Ba. Однако, и в эпидотизированных, и в менее измененных разностях базальтов наблюдается близкое распределение Th, REE, HFSE. При интерпретации геохимических особенностей пород использовались наименее подвижные при вторичных изменениях элементы. Точки составов базальтов Баянгола на диаграмме Nb<sub>N-MORB</sub> – Th<sub>N-MORB</sub> [41] находятся в пределах поля известково-щелочных базальтов, а на классификационной диаграмме Co – Th [42] – в пределах поля базальтов на границе между известково-щелочной серией и высоко-К, шощонитовой сериями (Рис. 10).

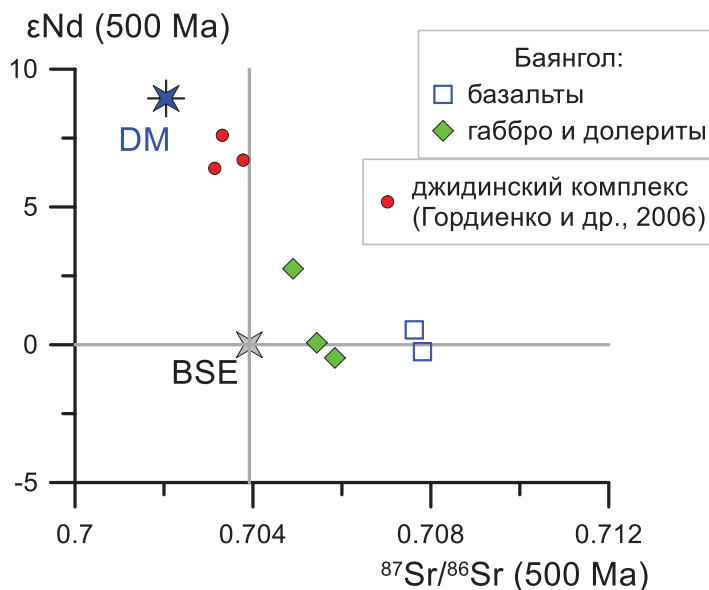


А) По [41]. В) По [42]. С) По [43], 2014. D) По [44].

Рисунок 10 - Классификационные и дискриминантные диаграммы для бонинитов и известково-щелочных базальтов Баянгола

Базальты характеризуются обогащением LREE ( $10-31 \text{ ppm La}$ ;  $\text{La/Yb}_{\text{CN}} = 4.2-10.4$ ) и Th ( $\text{Th/Yb}_{\text{PM}} = 1.3-3.2$ ), показывают выраженные минимумы Nb, Ta, Zr, Hf, Ti и по этим особенностям близки базальтам островных дуг. На диаграмме Nb/Yb – Th/Yb [45] базальты Баянгола соответствуют наиболее обогащенным базальтам островных дуг, либо вулканитам континентальных дуг. Часть габбро и долеритов Баянгольского комплекса идентична базальтам по распределению редких элементов, а часть габброидов более обогащена REE и Th. Таким образом, по геохимическим особенностям изученные известково-щелочные базальты имеют островодужное происхождение, а габброиды и долериты комагматичны им.

5. Для представительных образцов известково-щелочных базальтов и габброидов Баянгола выполнены Rb-Sr и Sm-Nd изотопные исследования. Рассчитанные на 500 млн. лет значения  $\epsilon\text{Nd}(500)$  равны  $-0.5 \dots +2.8$ , отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(500)$  составляют  $0.7049-0.7078$  (Рис. 11).



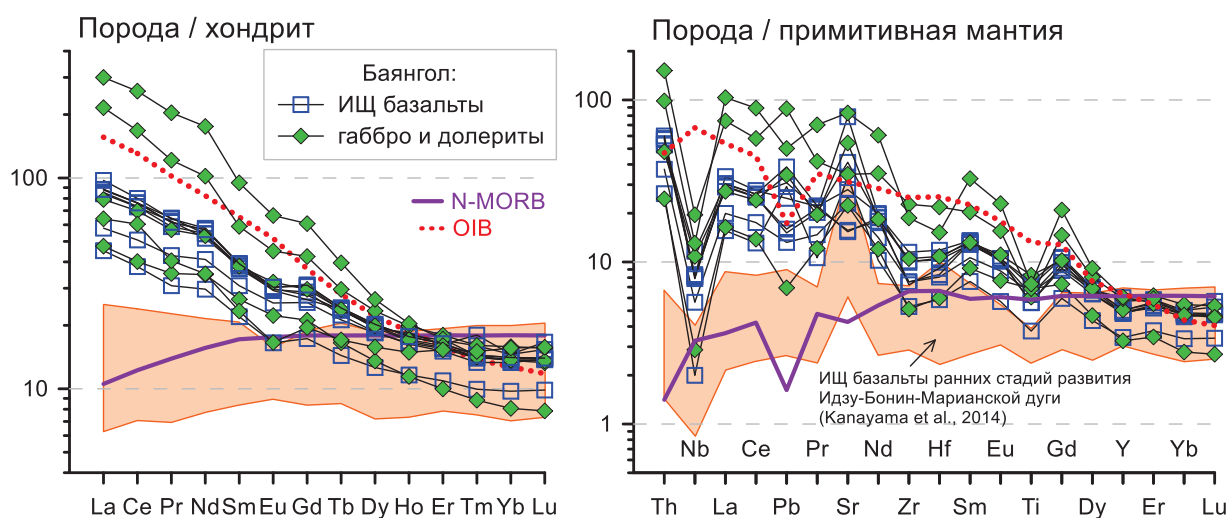
Для сравнения показаны изотопный составы габбро и гранитоидов Джидинского комплекса [46]. Изотопные отношения пересчитаны на 500 млн. лет.

Рисунок 11 - Nd-Sr изотопный состав базальтов, габбро и долеритов Баянгола

Для сравнения, в резервуаре деплетированной мантии (DM) соответствующие значения составляют:  $\epsilon\text{Nd}(500) = +8.9$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(500) = 0.70205$ , в однородном хондритовом резервуаре:  $\epsilon\text{Nd}(500) = 0$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(500) = 0.70392$ . Nd-Sr изотопные отношения в базальтах и габбро Баянгола отличаются от близковозрастных (504-506 млн. лет) островодужных габброидов и гранитоидов джидинского комплекса в пределах Джидинского террейна, в которых  $\epsilon\text{Nd}(500) = +6.4 \dots +7.6$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(500) = 0.7031-0.7034$  [46]. Судя по изотопному составу Nd-Sr, известково-щелочные базальтовые магмы Баянгола формировались из мантийного источника, который представлял собой смесь двух компонентов: деплетированного (DM) и обогащенного субдукционного, обусловленного влиянием флюидов/расплавов из субдуцирующей океанической плиты. Обогащенный изотопный состав Nd-Sr мог быть вызван субдукцией и последующим плавлением терригенных осадков, происходящих с близко расположенного континента, подобно современной Малой Антильской дуге [47]. Кроме того, обогащенный изотопный состав известково-щелочных базальтов может являться следствием контаминации базальтовых магм, поднимающихся через зрелую островную дугу с континентальным основанием, подобно островной дуге Банда [48].

6. Ранее предыдущие исследователи предполагали связь бонинитового и известково-щелочного базальтового магматизма Баянгола [34], и формирование этой ассоциации в обстановке фронтальной части островной дуги [28]. Проведенные нами исследования показали, что в районе р. Баянгол тектонически совмещены две ассоциации пород: (1) фрагменты надсубдукционного офиолитового комплекса – серпентиниты, бониниты, пироксениты (кумуляты бонинитовых магм); (2) известково-щелочные островодужные базальты и габброиды.

Присутствие бонинитов в офиолитах, как правило, указывает на их образование во внутриокеанических островодужных системах. Кайнозойские бониниты присутствуют в двух типах современных надсубдукционных обстановок: (1) В преддуговой области Идзу-Бонин-Марианской дуги, где во время зарождения зоны субдукции в эоцене ассоциация преддуговых базальтов (подобных MORB) сменилась высоко-Са и низко-Са бонинитами, а затем типичными островодужными вулканитами толеитовой и известково-щелочной серии [49]; (2) в задуговом бассейне Лау конуса позднекайнозойских высоко-Са бонинитовых вулканов располагаются между задуговым спрединговым хребтом и дугой Тонга [50]. Изученные известково-щелочные базальты Баянгола характеризуются большими содержаниями Th, Pb, Sr, LREE-MREE, HFSE по сравнению с известково-щелочными базальтами ранних стадий развития Идзу-Бонин-Марианской дуги [51] (Рис. 12).



Для сравнения показан состав известково-щелочных базальтов ранних стадий развития Идзу-Бонин-Марианской островной дуги [51].

Рисунок 12 - Распределение REE и редких элементов в известково-щелочных базальтах, габбро и долеритах района р. Баянгол



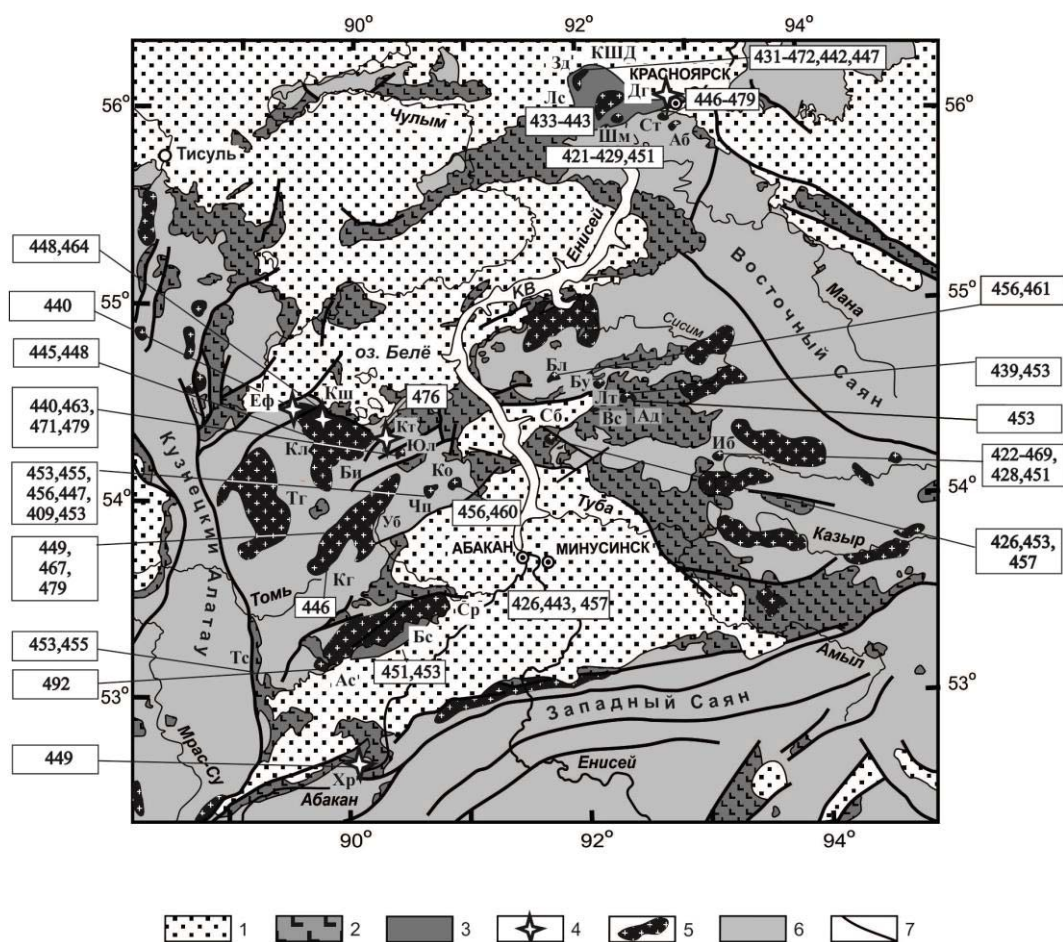
Известно, что от фронтальных к тыловым частям островных дуг состав магм меняется от низко-калиевых к высоко-калиевым с возрастанием содержаний наиболее несовместимых элементов. Фенокристы амфибола в базальтах не отмечены во фронтах островных дуг, хотя встречаются в базальтах осевых и тыловых зон. Исходя из этого, можно предположить, что изученные известково-щелочные базальты и габброиды Баянгола образовались в осевой или тыловой части островной дуги на поздних стадиях ее развития. Совместное нахождение бонинитов и обогащенных известково-щелочных базальтов в районе р. Баянгол делает более вероятным предположение, что бонинитовый вулканизм здесь происходил в задуговом бассейне вблизи от тыловой части зрелой островной дуги.

Для магматического амфибола из известково-щелочного базальта Баянгола было проведено  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование в ЦКП «Геодинамика и геохронология» по методике [52]. Наблюдаются нарушенные возрастные спектры и меньшие значения возраста в низкотемпературной и высокотемпературной части спектра. 4 среднетемпературные ступени показывают наибольшие значения возрастов со средним значением  $497.2 \pm 9.0$  млн. лет (52.2% выделенного  $^{39}\text{Ar}$ , СКВО = 3.0). Вероятно, этот возраст приближается к истинному возрасту кристаллизации изученного образца. Для Джидинского террейна опубликовано ограниченное количество геохронологических данных, однако имеющиеся датировки позволяют в общих чертах охарактеризовать геологическую историю развития этого региона. Прото-дуговой этап магматизма, вероятно, отражен в формировании расслоенных габброидов и пироксенитов Бугуриктайского массива, цирконы из которого имеют U-Pb возраст  $560 \pm 5$  млн. лет [53]. В этой же время начался островодужный этап, который фиксируется внедрением тоналитов с возрастом  $\sim 560$  млн. лет [54]. Островодужный этап магматизма также фиксируется развитием габбро и гранитоидов джидинского комплекса, которые внедрялись  $504 \pm 2$ ,  $506 \pm 1$  млн. лет назад (U-Pb, циркон) [46; 28]. Коллизионные гранитоиды внедрялись в интервале  $490 \pm 2 - 477 \pm 6$  млн. лет [55].

2. Полученный Ar-Ar возраст амфибола  $497.2 \pm 9.0$  млн. лет согласуется с эволюцией магматизма в Джидинском террейне и с предложенной моделью формирования известково-щелочных базальтов на поздних этапах островодужного магматизма перед финальным закрытием океанического бассейна и началом коллизионного гранитообразования. Бониниты Баянгола формировались одновременно или ранее в сопряженном задуговом бассейне и были тектонически совмещены с известково-щелочными базальтами во время аккреционно-коллизионных событий.

## 2.2. Геологическое строение, индикаторные петрогеохимические и изотопные характеристики позднеордовикских магматических ассоциаций обрамления Минусинского прогиба, северная часть Алтае-Саянской складчатой области.

Позднеордовикский вулканизм известен на всей территории северной части Алтае-Саянской области. Наиболее широко и полно он проявился в обрамлении Минусинского прогиба (рис. 13). Здесь выделяются крупные (более 100 км<sup>2</sup>) вулканические ареалы и изолированные палеовулканы центрального типа (1- 20 км<sup>2</sup>).



1 – осадочные отложения ( $D_{2gv-C}$ ); 2 – раннедевонские вулканические ареалы; 3-5 – позднеордовикские вулканические ареалы: 3 – Качинско-Шумихинский (КШД) и Большесырский (Бс), 4 – палеовулканы: Дг – Долгая Грива, Кт – Катюшкинский, Кш – Кошкуллакский, Еф – Ефремкинский, Хр – Хараджувский, 5 – массивы (Ст – Столбовский, Лс – Лиственский, Шм – Шумихинский, Зд – Зелеевский, Аб – Абатакский, Бл – Беллыкский, Бу – Буровский, Сб – Сайбарский, Вс – Высокий, Иб – Ирбинский, Лт – Лутагский, Ад – Адрихинский, Кл – Колоджувский, Чп – Чалпанский, Ко – Кожурский, Юл – Юлинский, Би – Белоюоский, Тс – Тейский, Кг – Карлыганский) и батолиты (Ср – Сырский, Тг – Тигертышский, Ас – Аскизский, Уб – Уйбатский); 6 – допозднеордовикские геологические комплексы нерасчлененные; 7 – тектонические нарушения. КВ – Красноярское водохранилище.

Рисунок 13 - Схема размещения позднеордовикских магматических ассоциаций в северной части Алтае-Саянской складчатой области

В прямоугольниках приведены значения абсолютного возраста (млн. лет) магматических комплексов. При систематизации геохронологических сведений использованы авторские материалы, а также данные Г.А. Бабина, Н.Н. Крука, С.Н. Руднева, А.Г. Владимирова, А.Э. Изоха, В.В. Врублевского, Е.И. Берзона, А.Г. Рублева, Л.П. Рихванова, А.Н. Смагина, Г.А. Иванкина, В.Е. Номоконова, В.Л. Хомичева, полученные К-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr и U-Pb методами.

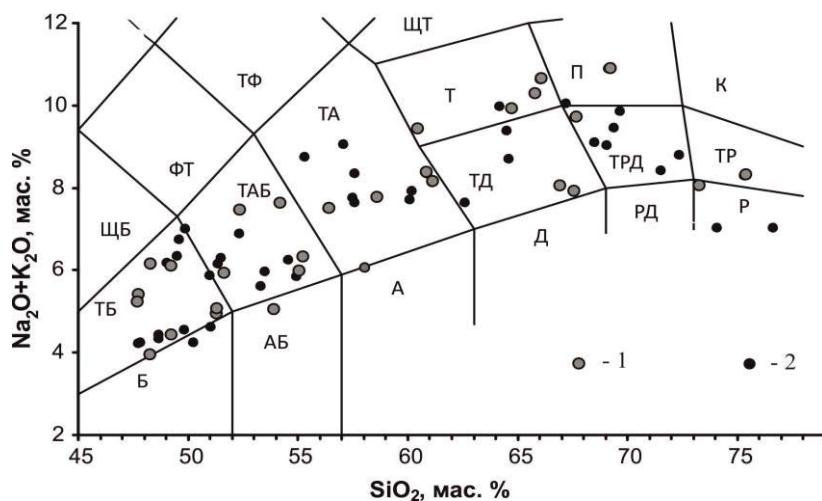
*Большесырский вулканический ареал* протягивается вдоль линейной зоны субширотного простирания 10 x 30 км, которая приурочена к южному склону хр. Саксыр в юго-западном обрамлении Минусинского прогиба. Этот ареал сформирован вулканическими, жерловыми и субвулканическими породами. Вулканиды представлены переслаивающимися потоками трахиандезибазальтов, трахиандезитов, трахитов, трахидацитов, крупнообломочных и лапиллиевых туфов средне-основного состава. Общая их мощность превышает 1900 м. Субвулканические и жерловые образования - силлы, некки и дайки микрогаббро, диоритов, микросиенитов и микрогранитов. Мощность их колеблется от первых метров до 100 м. Эти породы приурочены к магмовыводящим каналам, которые формируют цепочку, ориентированную в том же направлении, что и весь магматический ареал. По данным Rb-Sr метода датирования возраст трахитов -  $451 \pm 8$  млн лет, микросиенитов -  $453 \pm 14$  млн лет [56].

*Палеовулканы Кошкулакский, Ефремкинский, Катюшкинский* сосредоточены в западном обрамлении Минусинского прогиба в предгорьях Кузнецкого Алатау. Кошкулакский палеовулкан (площадь около 10 км<sup>2</sup>) имеет кольцевую форму и контролируется расположением вершин гор Б. и М. Кошкулак, на юго-западных склонах которых сохранились фрагменты дифференцированной вулканической толщи (мощность – до 440 м), с размывом налегающей на позднекембрийские отложения. В основании разреза преобладают трахибазальты, трахиандезибазальты и их туфы; выше они сменяются андезитами, а завершают разрез порфиоровые трахиты. Вулканиды прорваны редкими телами эксплозивных брекчий, микросиенитов и сиенит-порфиоров. На северо-восточном фланге палеовулкана на дневную поверхность выведены гипабиссальные сиениты и граносиениты. В строении Ефремкинского палеовулкана участвуют туфы и лавобрекчии трахитов, трахидацитов, трахириодацитов и риолитов, которые фиксируют фрагменты плохо сохранившейся жерловины (1 км<sup>2</sup>). Катюшкинский палеовулкан занимает площадь около 17 км<sup>2</sup>. В его строении участвуют породы покровной и жерловой фаций, а также субвулканические тела. Конус вулкана в значительной степени эродирован: его останцы сохранились в виде дугообразных хребтов высотой в первые

сотни метров. В пределах этих хребтов вулканическая толща (общая мощность 225 м) имеет пологое (5-10°) периклинальное залегание. В нижней части разреза преобладают трахибазальты и трахиандезибазальты, выше - трахиандезиты и трахидациты. Жерловая часть сложена туфолавами, эксплозивными брекчиями и агломератовыми туфами преимущественно трахит-трахидацитового состава. Субвулканические тела редки и представлены дайками долеритов и микросиенитов, выполняющих радиальные трещины, а также пластовым телом сиенит-порфиров.

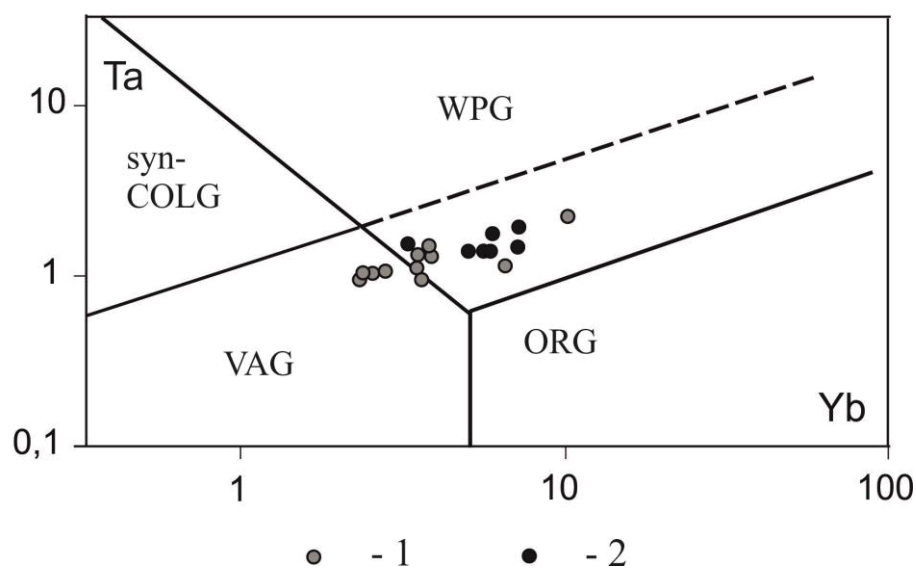
*Палеовулкан Долгая грива* (площадь около 10 км<sup>2</sup>) находится в центральной части Качинско-Шумихинской депрессии, расположенной к северо-востоку от Минусинского межгорного прогиба. Он сложен породами вулканической, жерловой и субвулканической фаций. Вулканиты слагают стратифицированную толщу мощностью до 2200 м, залегающую моноклинально (падение СЗ 30°). В ней чередуются покровы трахибазальтов, трахитов и туфов трахит-трахириолит-пантеллеритового состава. Жерловые образования представлены некомпактными эруптивными брекчиями трахибазальтов, субвулканические – дайками трахит-порфиров и тонкозернистых габбро, переходящих в эндоконтактной зоне в трахибазальты, а также лакколлитом кварцевых сиенит-порфиров.

Возраст магматических ассоциаций палеовулканов оценивается в интервале 476 - 446 млн лет (Rb-Sr и K-Ar методы [56], U-Pb метод по циркону [57]).



ЩБ – щелочные базальты, ФТ – фонотейфриты, ТФ – тефрифонолиты, ТБ – трахибазальты, Б – базальты, АБ – андезибазальты, ТАБ – трахиандезибазальты, А – андезиты, ТА – трахиандезиты, НД – низкощелочные дациты, Д – дациты, ТД – трахидациты, Т – трахиты, ЩТ – щелочные трахиты, НРД – низкощелочные риодациты, РД – риодациты, ТРД – трахириодациты, П – пантеллериты, НР – низкощелочные риолиты, Р – риолиты, ТР – трахириолиты, К – комендиты. 1 – позднеордовикские ассоциации, 2 – раннедевонские ассоциации (по [58]).

Рисунок 14 - Классификация позднеордовикских и раннедевонских вулканических ассоциаций на диаграмме SiO<sub>2</sub> – Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (мас. %) по [59]



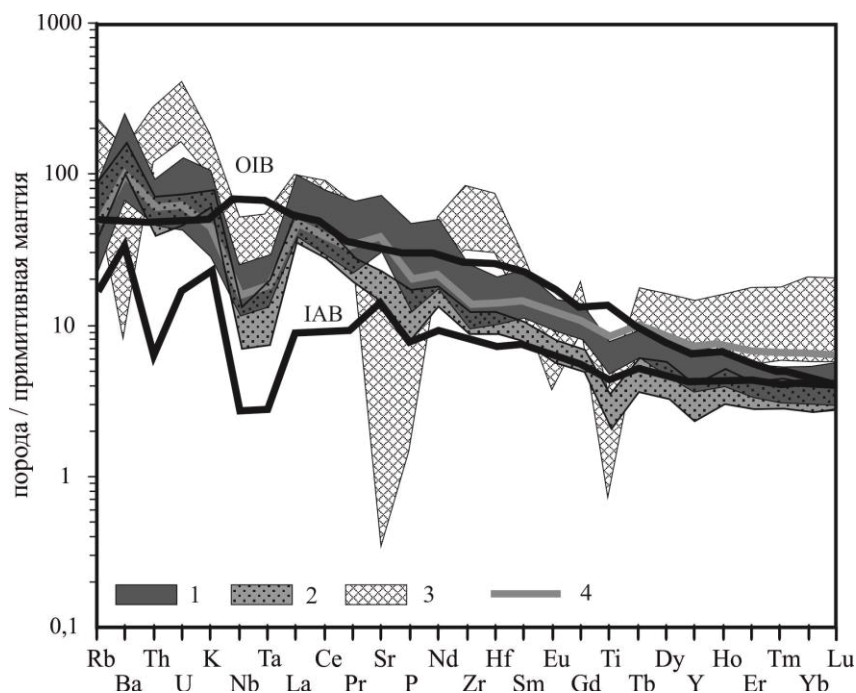
Syn-COLG - коллизионные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, ORG - граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, пунктирная линия – граница ORG для аномальных рифтов. 1 – позднеордовикские ассоциации, 2 – раннедевонские ассоциации (по [58]).

Рисунок 15 - Составы позднеордовикских и раннедевонских вулканических ассоциаций с содержанием SiO<sub>2</sub> от 65 до 76 мас. % на дискриминационной диаграмме Та-Уб (г/г) Дж. Пирса [60]

Позднеордовикская и раннедевонская ассоциации [58] по набору пород и последовательности их образования проявляют ярко выраженное сходство и, в то же время, каждая из них обладает характерными особенностями. Сходство заключается, прежде всего, в том, что по составу слагающих их вулканитов они являются дифференцированными: в основаниях разрезов обычно сосредоточены трахибазальты и трахиандезибазальты, которые выше сменяются трахиандезитами, затем трахитами, трахидацитами-трахириолитами и риолитами. В разрезах крайне редко появляются пантеллериты и фрагменты с незакономерным чередованием пород разного состава. Отличительной чертой позднеордовикских ассоциаций является повсеместное присутствие среди вулканитов жерловых образований, указывающих на широкое распространение палеовулканов. Среди них выделяются пирокластические и субвулканические породы, формирующие, как и вулканиты, дифференцированные ассоциации. В отличие от них, в раннедевонских толщах обнаруживаются лишь редкие дайки и экструзивные тела трахитов, а также долеритовые sill.

На TAS диаграмме (рис. 14) точки составов позднеордовикских вулканических пород, так же, как и раннедевонских образований Минусинского прогиба, формируют непрерывную серию преимущественно умеренно-щелочного ряда. Слабые различия отмечаются только в части кислых вулканитов: позднеордовикские риолитоиды более

щелочные (в пантеллеритах коэффициент агпаитности достигает 1), чем раннедевонские. На дискриминационной диаграмме Та-Yb [60] (рис. 15) точки составов позднеордовикских вулканитов с кремнекислотностью 65 - 76 мас. % формируют непрерывный тренд от внутриплитовых пород к гранитоидам вулканических дуг.



1-3 – позднеордовикские породы: 1 – трахибазальты и трахиандезибазальты,  $48 \% < \text{SiO}_2 < 55 \%$ , 2 - трахиандезиты и трахиты,  $55 \% < \text{SiO}_2 < 64 \%$ , 3 – трахидациты, трахириолиты и риолиты,  $64 \% < \text{SiO}_2 < 76 \%$ , 4 – средний состав базальтов раннедевонских вулканических серий (Батеневское поднятие, по [58]). Составы примитивной мантии и базальтов океанических островов (OIB) по [61], базальтов островных дуг (IAB) по [62].

Рисунок 16 - Спайдер-диаграмма для позднеордовикских и раннедевонских вулканических ассоциаций

Мультиэлементные спектры (рис. 16) позднеордовикских вулканитов основного состава демонстрируют обогащение крупноионными литофильными (LILE) и редкоземельными (REE) элементами по сравнению с базальтами островных дуг. От сходных раннедевонских базальтоидов Минусинского прогиба они отличаются отсутствием разновидностей с содержанием  $\text{TiO}_2 > 1.7$  масс. % (рис. 16) и более высокой степенью фракционирования REE, главным образом за счет обеднения элементами иттриевой группы (HREE). По содержанию ряда несовместимых элементов они близки к составу OIB, однако избирательно обеднены высокозарядными элементами (Nb и Ta, в меньшей степени - Zr, Hf и Ti), обогащены Ba и Sr. Эти особенности трахибазальтов наследуются остальными членами серий - трахиандезибазальтами, трахиандезитами и трахитами ( $55 \% < \text{SiO}_2 < 64 \%$ ). В то же время в последней группе пород содержания некогерентных элементов систематически ниже (рис.15) их концентраций в базальтах.

Так, в них происходит падение концентраций Zr, Hf, Nb, Ta, Th, REE, Y, что нарушает тенденцию накопления некогерентных элементов при фракционировании, но объясняется смешением трахибазальтовых магм и их дифференциатов с коровыми анатектическими выплавками, обедненными этими элементами по [63]. В кислых ( $64\% < \text{SiO}_2 < 76\%$ ) вулканитах резко возрастают концентрации Rb, Th, U, K, Zr, Hf, HREE (при сохранении обедненности Nb, Ta по отношению к La), падают содержания Ba, Sr и P, появляется Eu-минимум. Это указывает на ведущую роль процессов кристаллизационной дифференциации при их образовании.

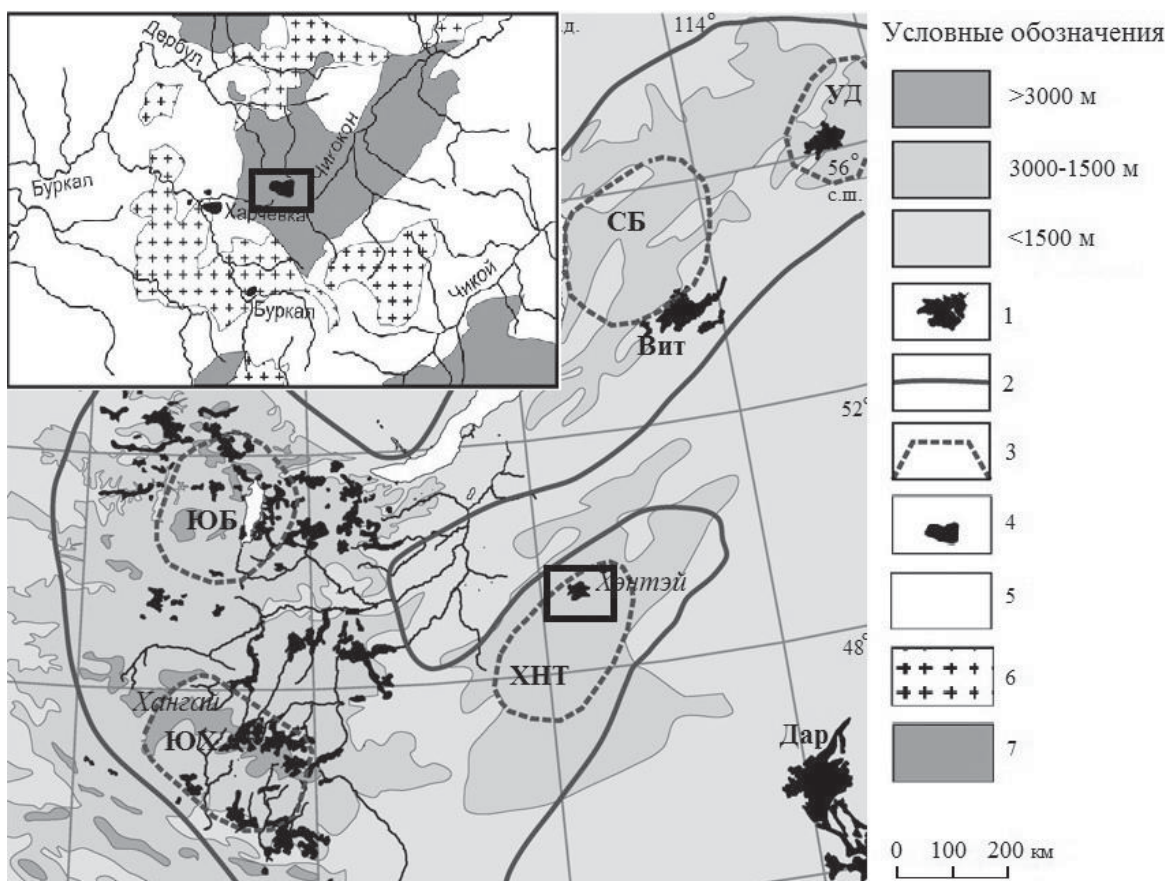
Проведённые исследования позволили установить, что позднеордовикские вулканиты распространены в горном обрамлении Минусинского прогиба, участвуя как в строении вулканических ареалов, так и в строении палеовулканов центрального типа. Несмотря на разнообразие позднеордовикских породных комплексов, они формируют дифференцированную по составу ассоциацию. От раннедевонских вулканитов Минусинского прогиба она отличается, прежде всего, пониженным содержанием  $\text{TiO}_2$  (не более 1,7 мас. % в породах основного состава) и более фракционированным характером распределения REE в трахибазальтах. Именно эти особенности следует относить к индикаторным вещественным характеристикам позднеордовикских пород. В их составах зафиксированы два механизма эволюции магм. Главный процесс – фракционная кристаллизация, приводящая к возникновению умеренно-титанистой дифференцированной от трахибазальтов до трахириолитов-риолитов серии пород. Второстепенный механизм – контаминация расплавов коровым веществом и появление низкотитанистых трахиандезитов с пониженными содержаниями несовместимых элементов, в том числе HSFЕ. Оба механизма отражают взаимодействие мантийных и коровых источников вещества и реализуются как на активных континентальных окраинах, так и в областях внутриплитового магматизма, которые возникают при участии мантийного плюма [64]. Однако в нашем случае геологические данные указывают на отсутствие конвергентных процессов в регионе и на внутриконтинентальное положение магматической области. Это геологическое ограничение позволяет сделать вывод, что, несмотря на отсутствие среди продуктов магматизма базитов с бесспорными внутриплитными геохимическими характеристиками, магматизм позднего ордовика в северной части АССО, скорее всего, определялся активностью мантийного плюма. Этому выводу не противоречит вещественная специфика магматических пород, выраженная их принадлежностью к субщелочной и щелочной петрохимическим сериям и их обогащённостью большинством литофильных элементов. Подобные характеристики исходных магм типичны для областей Центрально-Азиатского складчатого пояса, в

которых мантийные плюмы воздействуют на литосферную мантию, метасоматически переработанную в ходе предшествующих венд-раннекембрийских субдукционных процессов [65, 66], связанных с развитием Кузнецко-Алатауской и Алтае-Северосаянской островодужных систем.

### 2.3. Состав родоначальных магм, изотопные источники и Р-Т параметры формирования позднекайнозойских базанитов Бороздинского гольца центральной части Дауро-Хэнтэйского свода

В южном обрамлении Сибирского кратона в кайнозое были образованы вулканические поля, сложенные умеренно-щелочными и щелочными базальтодами [67, 68, 69, 70, 71] (рис.17). Одно из таких полей расположено в Бороздинском гольце в верховьях рек Бороздиной и Харчевки, правых притоков р. Буркал (центральная часть Дауро-Хэнтэйского свода (рис. 17 (врезка)).

Целью работы являлось определения родоначального состава магм, изотопных источников и определение Р-Т параметров формирования базанитов Бороздинского гольца. Для достижения этого на современном уровне был изучен состав минералов, получены первые данные по изотопному составу пород и определен абсолютный возраст проявленного вулканизма.





На врезке карта-схема расположения Бороздинского гольца. Квадратом на врезке обозначен район исследований. 1 – лавовые поля. 2 – область подъема астеносферы до глубин менее 100 км. 3 – выступы астеносферы (мантийные плюмы) до глубин менее 50 км. 4 – оливинные базальты, трахибазальты (QII). 5 – Кыринский интрузивный гранит-гранодиоритовый комплекс (J<sub>1-2</sub>), 6 – Даурский интрузивный гранодиоритовый комплекс (P<sub>1</sub>), 7 – Ингодинская серия (песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы, яшмы, туфопесчаники) (C<sub>1-2</sub>). Выступы астеносферы (горячие точки мантии): ЮХ – Южно-Хангайская, ЮБ – Южно-Байкальская, СБ – Северо-Байкальская, УД – Удоканская, ХНТ – Хэнтэйская. Лавовые плато: Вит – Витимское, Дар – Дариганга.

Рисунок 17 - Распределение областей новейшего вулканизма и горных систем Центрально-Азиатской субпровинции относительно относительно астеносферных выступов, связанных с “горячим” полем мантии [72].

В породах наблюдаются крупные включения оливина и клинопироксена. Фенокристы и ксенокристы представлены крупными зернами оливина (0.5-1.0 мм, рис. 18) и клинопироксена (от 0.4 до 0.5 мм). Редко встречаются вкрапленники плагиоклаза  $\leq 0.3$  мм. Основная масса сложена мелкими зернами оливина ( $\leq 0.03$  мм), клинопироксена ( $\leq 0.01$  мм), рудных минералов размером 40-50 мкм, тонкими лейстами плагиоклаза (150-200 мкм) и тонко раскристаллизованным агрегатом с реликтами стекла. По данным микрозондового анализа, в тонко раскристаллизованном агрегате встречены микролиты нефелина, лейцита, апатита и кислого плагиоклаза. Был изучен состав всех минералов.

Основная масса сложена мелкими зернами оливина ( $\leq 0.03$  мм), клинопироксена ( $\leq 0.01$  мм), рудных минералов размером 40-50 мкм, тонкими лейстами плагиоклаза (150-200 мкм) и тонко раскристаллизованным агрегатом с реликтами стекла. По данным микрозондового анализа, в тонко раскристаллизованном агрегате встречены микролиты нефелина, лейцита, апатита и кислого плагиоклаза.

Нами проведено определение абсолютного возраста вулканитов Ar/Ar методом. Данные приведены на рис. 18. Датировка  $3.51 \pm 0.27$  млн лет гарантированно является верхним пределом на время вулканизма или же, что, весьма вероятно, соответствует времени формирования базанитов.

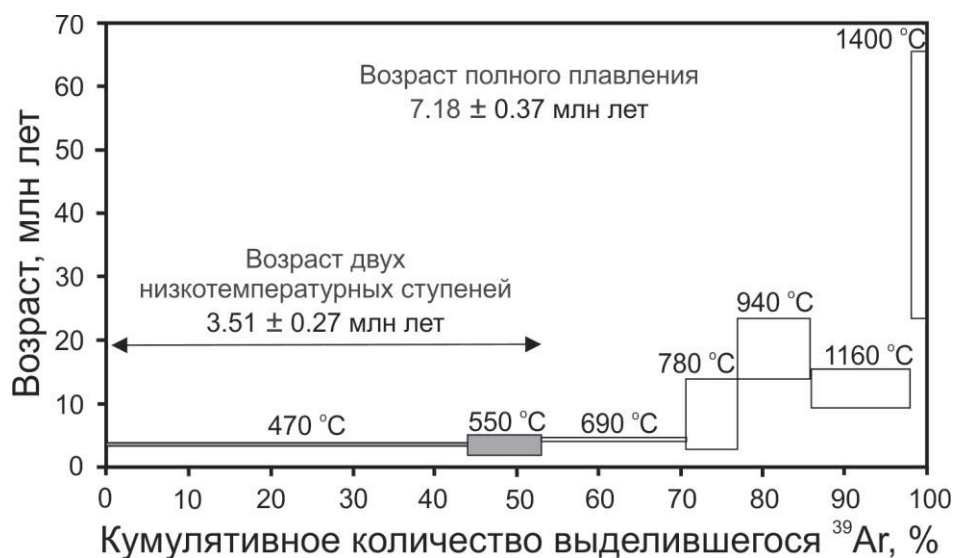
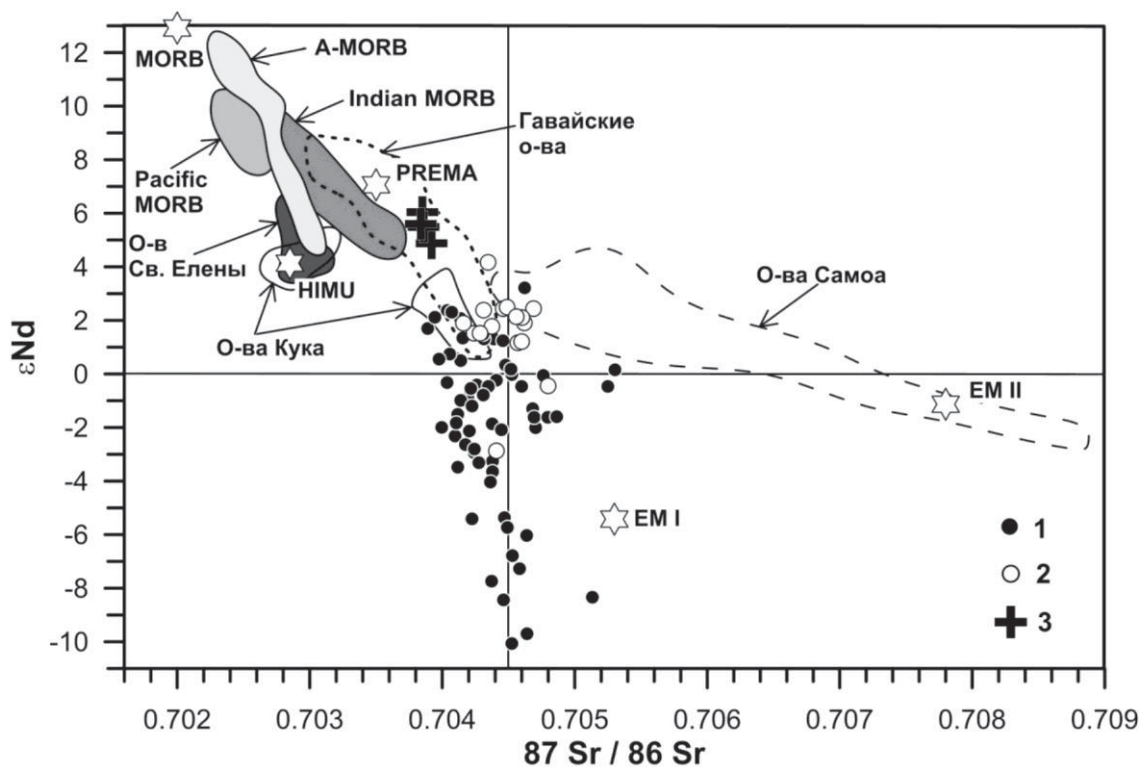


Рисунок 18 - Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования образца В 15.

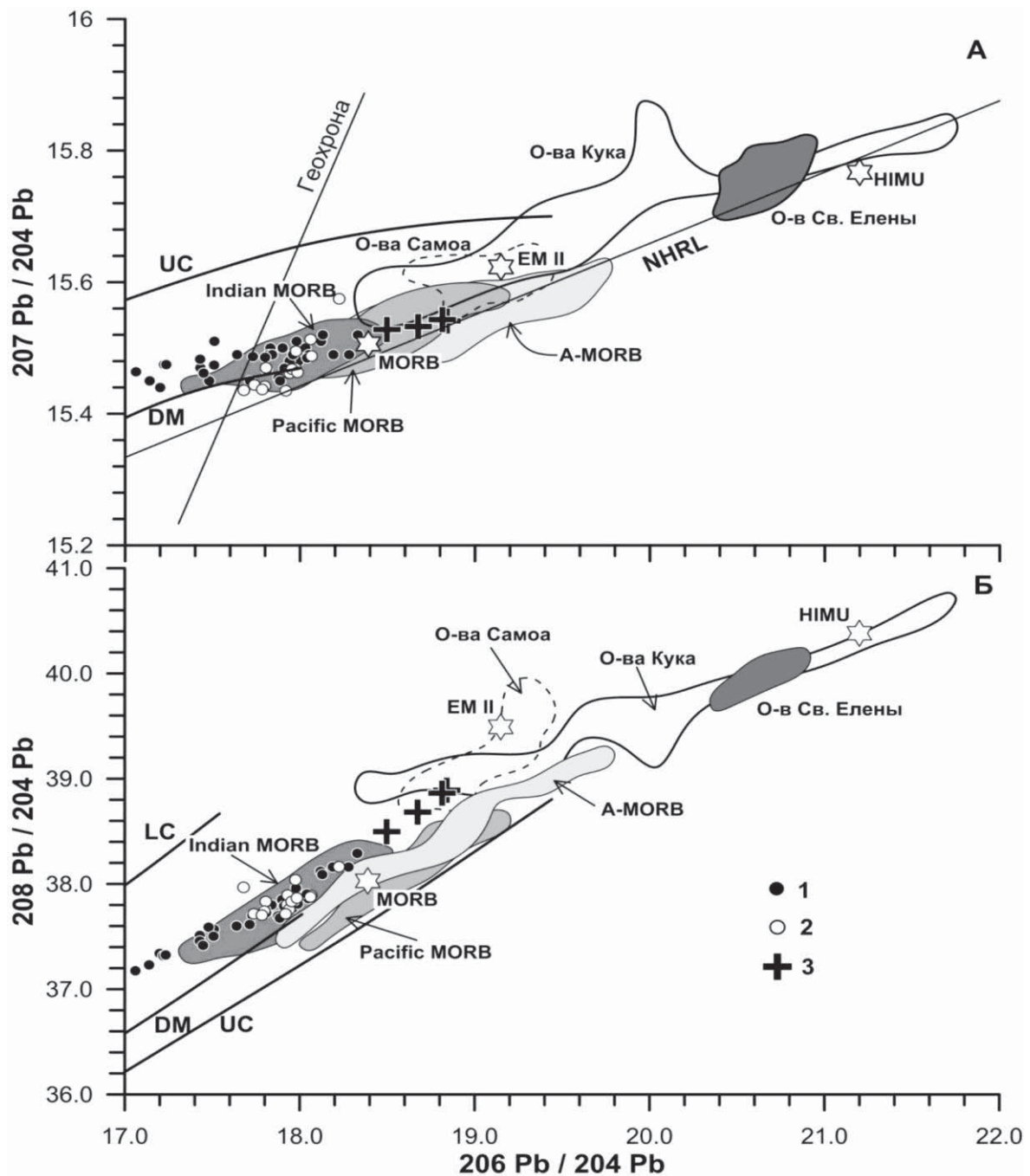
По современным представлениям источниками базальтов океанических островов могут служить мантийные источники HIMU, EM-I, EM-II [73 и др.]. Для выяснения природы изотопных источников базальтоидов Бороздинского гольца южного Забайкалья в породах был исследован изотопный состав Sr, Nd и Pb. Изотопные характеристики кайнозойских базальтоидов Южно-Байкальской (ЮБВО) и Южно-Хангайской (ЮХВО) вулканических областей суммированы в работах [74, 75, 76, 77, 78]. Проведенные исследования показали, что вариации изотопного состава Sr, Nd и Pb в кайнозойских базальтоидах этих вулканических областей, определяются главным образом процессами взаимодействия между истощенными источниками вещества – DM и/или PREMA, и обогащенным источником типа EM I. Изотопные характеристики базальтоидов Бороздинского гольца несколько отличны от выявленной общей тенденции. Изотопная Sr-Nd характеристика пород (рис. 19) позволяет охарактеризовать источник их вещества как близкий к умеренно истощенному источнику PREMA, так как он заметно более деплетирован составами неодима ( $\epsilon\text{Nd} = 4.9 - 6.1$ ) и стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7038 - 0.7039$ ) по сравнению с базальтоидами ЮБВО и ЮХВО, где  $\epsilon\text{Nd} \leq 4$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \geq 0.7041$ .



1 - Южно-Байкальской вулканической области [74, 75, 78]; 2 - Южно-Хангайской вулканической области [76, 77] и 3 – Бороздинского гольца. Составы мантийных источников MORB, EM-I, EM-II, HIMU даны по [79, 80], PREMA – по [80]. Поля составов базальтов MORB и некоторых OIB показаны по следующим источникам: атлантические MORB [81, 82]; тихоокеанские MORB [83]; индийские MORB [84]; Гавайские острова – по базам данных [85]; остров Св.Елены [86]; острова Кука [87]; острова Самоа [87, 88]

Рисунок 19 - Изотопная диаграмма  $\epsilon Nd-^{87}Sr/^{86}Sr$  для неогеновых базальтоидов.

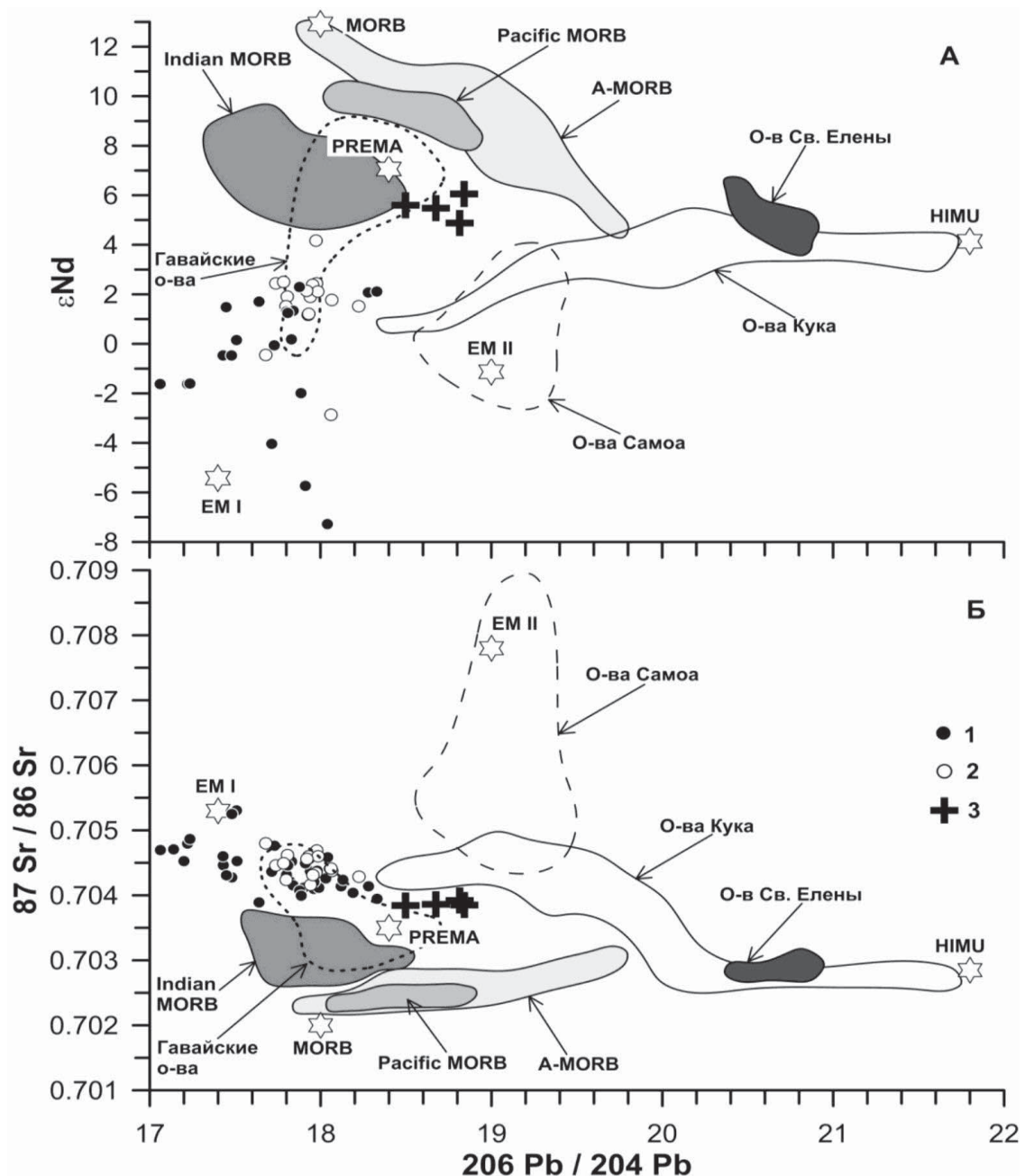
Напротив, изотопный состав свинца исследованных базальтоидов характеризуется более радиогенным составом по сравнению с таковым в базальтоидах ЮБВО и ЮХВО, а также средних составах MORB и PREMA, что следует из диаграмм  $^{207}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$  (рис. 20А) и  $^{208}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$  (рис. 20Б). На них точки составов базальтоидов как ЮБВО, ЮХВО, так и Бороздинского гольца образуют единые сериальные тренды, но в обоих случаях последние наращивают наиболее радиогенные их части. При этом источником дополнительной радиогенной составляющей могут выступать источники как EM II, так и HIMU. На изотопной вариационной диаграмме  $\square Nd-^{206}Pb/^{204}Pb$  (рис. 5А) точки составов базальтоидов Бороздинского гольца образуют компактную группу, отчетливо обособленную от таковых для базальтоидов ЮБВО и ЮХВО и смещенную по сравнению с источником PREMA в область более радиогенных величин отношения  $^{206}Pb/^{204}Pb$ . Однако незначительная величина этого сдвига не позволяет, как и на диаграммах изотопной эволюции свинца, уверенно определить источник радиогенной добавки.



1 - Южно-Байкальской вулканической области [74, 78]; 2 - Южно-Хангайской вулканической области [76, 77] и 3 - Бороздинского гольца. Линии изотопной эволюции Pb в верхней коре (UC), нижней коре (LC) и деплетированной мантии (DM) даны по [89]. Остальные обозначения и ссылки – см. Рис.19.

Рисунок 20 - Диаграммы изотопной эволюции свинца в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (А) и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Б) для неогеновых базальтоидов

Более определенно этот вопрос решается на основе оценки вариаций изотопных составов базальтоидов в координатах  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (рис.21Б), где точки составов Бороздинского гольца образуют отчетливый тренд от источника PREMA к источнику HIMU, характеризующийся постоянством деплетированного изотопного состава стронция и ростом радиогенности изотопного состава свинца.



1 - Южно-Байкальской вулканической области [74, 78]; 2 - Южно-Хангайской вулканической области [76, 77] и 3 - Бороздинского гольца. Остальные обозначения и ссылки – см. Рис.19.

Рисунок 21 - Изотопные диаграммы в координатах  $\epsilon Nd - {}^{206}Pb/{}^{204}Pb$  (А) и  ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr - {}^{206}Pb/{}^{204}Pb$  (Б) для неогеновых базальтоидов

Таким образом, Sr-Nd-Pb изотопная систематика базальтоидов Бороздинского гольца свидетельствует о том, что доминирующим мантийным источником для них служил источник PREMA при резко подчиненном участии источника HIMU, что отлично от базальтоидов ЮБВО и ЮХВО, изотопный состав которых контролируется процессом смешения источников PREMA и EM I.

Для расчета состава родоначального расплава [90] были использованы афировые вулканы. Составы родоначального расплава базанитов Бороздинского гольца

равновесны к оливину с  $Mg\# 0.86$ . Определенный родоначальный расплав имеет нефелин-нормативный состав, умеренные содержания  $MgO$  и  $CaO$ . Для центральных частей оливина из базанитов в условиях системы кристалл-расплав рассчитаны температура и давления равновесия оливин-расплав и диопсид - расплав [91]. Полученные расчетные данные показали, что температуры кристаллизации и давления равновесия  $Fo_{0.86}$  с базанитовым расплавом составляют ( $T = 1379-1293$  °C, а  $P = 1.15-1.06$  гПа). Также были рассчитаны  $T$  и  $P$  для диопсида, который был второй кристаллизующейся фазой. Для центральных частей вкрапленников с составом ( $Wo - 44.96$ ,  $En - 45.86$ ,  $Fs - 9.18$ ) по той же схеме [91] температура определена в  $1174 - 1122$  °C, а давление  $0.94 - 0.926$  гПа. Тестирование состава, рассчитанного для базальтоидов Бороздинского гольца родоначального расплава в программе PRIMELT3 [92] показало, что для него более вероятен пироксенитовый источник из-за низкого содержания  $CaO$ . В качестве мантийного источника для нефелин-нормативных ОИВ Herzberg [93] рассматривает оливиновые пироксениты ( $OI+Crx+Grt$ ). Они могут быть кумулятивной частью рециклированной океанической коры или результатом твердофазовых реакций между эклогитами и перидотитами в нижней мантии [93]. Частичное плавление оливиновых пироксенитов может дать расплавы с характеристиками, наблюдаемыми у базанитов Бороздинского гольца (низкий  $SiO_2$ ,  $CaO$ , относительно высокий  $MgO$ ), присутствие оливина в рестите объясняет и «перидотитовые» содержания  $NiO$  в оливиновых вкрапленниках.

Определены  $P$ - $T$  условия формирования базальтоидных расплавов в диапазоне  $P - 1.15-1.06$  гПа и  $1379-1293$  °C. В качестве мантийного источника для нефелин-нормативных базанитовых расплавов предполагаются оливиновые пироксениты ( $OI+Crx+Grt$ ). При продвижении расплава из мантии были захвачены мантийные ксенолиты, которые были дезинтегрированы. От ксенолитов остались ксенокристы оливина и авгита.

Вулканическая область Южного Забайкалья (Дауро-Хэнтейский хребет) вероятнее всего возникла в результате воздействия на литосферу мантийного плюма. Возраст ее формирования определен в 3.51 млн лет. Доминирующим мантийным источником для вулканитов служил источник PREMA при резко подчиненном участии источника HIMU. Изученные вулканиты относятся к типичным внутриплитным образованиям и по своим геохимическим характеристикам соответствуют основным породам океанических островов. Их составы близки к щелочным базальтам ЮБВО.

## ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОВЕДЁННОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

1. Установлено, что базит-ультрабазитовые интрузии в Приморском выступе фундамента Сибирского кратона связаны с проявлениями плюмового магматизма на рубеже 720 млн. лет, что позволяет рассматривать их, как часть Иркутской крупной изверженной провинции и повышает экономический потенциал рудно-магматической системы данного региона.

2. Уровень концентрации некогерентных элементов в дайке кимберлитовой трубки Айхал Якутской провинции значительно ниже (в 3-5 раз), чем в карбонатитовых брекчиях. U-Pb возраст кимберлитовых и карбонатитовых трубок Староречинского и Орто-Баргынского полей, определенный по перовскитам и цирконам, практически совпадает и варьирует в интервале 150-161 млн.лет. Сравнительный анализ кимберлитов и карбонатитов в пределах Якутской провинции указывает на существование генетической связи между ними в северных полях провинции, где расположены кимберлиты с убогой алмазонасностью и отсутствует этой связи в южных полях с классическими алмазонасными кимберлитами.

3. Результаты геологических, геохимических (обогащение LILE, REE, Zr, Hf и Ti), изотопных ( $\epsilon\text{Nd}(500)$  от -0.5 до +2.8,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(500)$  от 0.7049 до 0.7078) и геохронологических ( $497.2 \pm 9.0$  млн. лет (Ar-Ar датирование базальтов) исследований магматических комплексов района р. Баянгол указывают на тектоническое совмещение серпентинитов, бонинитов, пироксенитов, являющихся фрагментами надсубдукционного офиолитового комплекса и известково-щелочных островодужных базальтов и габброидов.

4. Индикаторными вещественными характеристиками позднеордовикских трахибазальтов Минусинского прогиба, отличающими их от ранне-среднедевонских вулканитов, являются пониженные содержания  $\text{TiO}_2$  (не более 1,7 мас. %) и более фракционированный характер распределения РЗЭ, что контролируется составом мантийных источников.

5. Согласно Sr-Nd-Pb изотопной систематике доминирующим мантийным источником для позднекайнозойских базальтоидов Бороздинского гольца центральной части Дауро-Хэнтейского свода служил источник PREMA при резко подчиненном участии источника HIMU, что отличает эти породы от базальтоидов Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областей, изотопный состав которых контролируется процессом смешения расплавов, формирующихся из мантийных источников PREMA и EM I.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведённые геологические и изотопно-геохимические исследования позволили выявить индикаторные геохимические и изотопные характеристики магматических ассоциаций и связанных с ними потенциально рудоносных комплексов, образованных в возрастном диапазоне 720 - 4 млн лет и на этой основе проследить закономерности вещественной эволюции источников ультраосновных-основных расплавов и пород для ряда эталонных объектов Сибирского кратона и его складчатого обрамления, которые маркируют разные этапы формирования континентальной литосферы.



## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Васильев Ю.Р., Гора М.П., Кузьмин Д.В. Петрология фойдитового и меймечитового вулканизма Маймеча-Котуйской провинции (Полярная Сибирь) // Геология и геофизика. - 2017. - № 6 (58). - С. 817 - 833.
2. Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *Journal of Petrology*. - 2001. - Vol. 42. - P. 655 – 671.
3. Heinonen J.S., Luttinen A.V. Mineral chemical evidence for extremely magnesian subalkaline melts from the Antarctic extension of the Karoo large igneous province // *Mineralogy and Petrology*. - 2010. - Vol. 99. - P. 201 – 217.
4. Barnes S.J., Kunilov V.Y. Spinel and Mg ilmenites from the Noril'sk 1 and Talnakh intrusions and other mafic rocks of the Siberian Flood Basalt Province // *Economic Geology*. - 2000. - Vol. 95. - P. 1701 - 717.
5. Barnes S.J., Tang Z.-L. Chrome spinels from the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, Gansu province, People's Republic of China // *Economic Geology*. - 1999. - Vol. 94. - P. 343 - 53.
6. Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С., Орсов Д.А. Распределение элементов платиновой группы в сульфидных рудах ультрабазитовых массивов центральной части Восточного Саяна (юг Сибири, Россия) // *Геология рудных месторождений*. - 2016. - № 1 (58). - С. 23 - 40.
7. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Дорошков А.А. Геохимическая модель формирования платиноносного дунит-верлитового массива Медек (Восточный Саян, Россия) // *Геология и геофизика*. - 2018. - № 12 (59). - С. 2011 - 2026.
8. Kolotilina T.B., Mekhonoshin A.S., Orsoev D.A. Re Sulfides from Zhelos and Tokty-Oi Intrusions (East Sayan, Russia) // *Minerals*. - 2019. - Vol. 9. - № 8. - 459.
9. McDonough W. F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. - 1995. - Vol. 120. - P. 223 - 253.
10. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental crust: its composition and evolution: an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. - Blackwell Scientific, Oxford. 1985. - 312 p.
11. Condie K.C. Mantle plumes and their record in Earth history. — Cambridge University Press, Oxford, UK. - 2001. - 306 p.
12. Арискин А. А., Костицын Ю. А., Данюшевский Л. В., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсов Д. А. Геохронология Довыренского интрузивного

комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. - 2013. - № 11. - С. 955 - 972.

13. Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсоев Д.А., Колотилина Т.Б. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика. - 2013. - № 11. - С. 1689 - 1704.

14. Мехоношин А.С., Эрнст Р., Седерлунд У., Гамильтон М.А. Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика. - 2016. - № 5. - С. 1043 - 1057.

15. Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T.B., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geoscience. - 2016. - Vol. 9. - № 6. - P. 464 - 472

16. Buchan, K.L., Ernst, R.E. Diabase dyke swarms of Nunavut, Northwest Territories and Yukon, Canada; Geological Survey of Canada, Open File 7464. - 2013. - doi:10.4095/293149.

17. Beard C.D., Scoates J.S., Weis D., Bédard J.H., Dell’Oro T.A. Geochemistry and Origin of the Neoproterozoic Natkusiak Flood Basalts and Related Franklin Sills, Victoria Island, Arctic Canada // Journal of Petrology. - 2017. - Vol. 58. - № 11. - P. 2191 - 2220.

18. Frolov A.A., Tolstov A.V., Belov S.V. Carbonatite deposits of Russia. - М.: NIA. Nature. 2003. - 494 p. (In Russian)

19. Ковальский В.В., Никишов К.Н., Егоров О.С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. - М.: Наука. 1969. - 288 с.

20. Маршинцев В.К. Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского сводового поднятия. - Якутск: Книжное Издательство. 1974. - 119 с.

21. Чернышева Е.А., Костровицкий С. И. О природе карбонатитовых брекчий восточного склона Анабарской антеклизы // ДАН СССР. – 1981. - т. 257. - № 5. - С. 1211-1213.

22. Barton E.S., Brakhfogel F.F., Williams I.S. U-Pb zircon age for carbonate and alkali-picrite pipes, Orto-Yarga field (Yakutia) // Extended Abstracts of 6 IGC. – Novosibirsk. – 1995. – P. 37.

23. Griffin, W.L., Ryan, C.G., Kaminsky, F.V., O'Reilly, S.Y., Natapov, L.M., Win, T.T., Kinny, P.D., Ilupin, I.P. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // *Tectonophysics*. - 1999. - v. 310. - P. 1-35.
24. Zhmodik S., Buslov M., Ivanov P., Ayriyants E., Belyanin D., Borisenko A., Mesozoic stage of carbonatite and kimberlite magmatism in Anabar region // *Materials of the International scientific conference: "Large erupted provinces, mantle plumes and metallogeny in the history of the Earth."* - Irkutsk: Institute of Geochemistry SB RAS. - 2015. - P. 47 - 48.
25. Sun J., Liu C.-Z., Tappe S., Kostrovitsky S. I., Wu Fu-Yuan, Yakovlev D., Yang Yue-Heng, Yang Jin-Hui. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2014. - v. 404. – P. 283 – 295.
26. Sun J., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Liu C.-Z., Skuzovatov S.Yu., Wu F.-Y. Mantle sources of kimberlites through time: A U-Pb and Lu-Hf isotope study of zircon megacrysts from the Siberian diamond fields // *Chemical Geology*. - 2018. - v. 479. - P. 228 - 240.
27. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов. - М.: Недра. 1978. - 352 с.
28. Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. и др. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // *Геология и геофизика*. - 2007. - Т. 48. - № 1. - С. 120 – 140.
29. Соболев А.В., Мигдисов А.А., Портнягин М.В. Распределение несовместимых элементов между клинопироксеном и базальтовым расплавом по данным исследования расплавных включений в минералах массива Троодос, о-в Кипр // *Петрология*. - 1996. - Т. 4. - № 3. – С. 326 - 336.
30. König S., Münker C., Schuth S., Garbe-Schönberg D. Mobility of tungsten in subduction zones // *Earth and Planetary Science Letters*. - 2008. - V. 274. - P. 82 - 92.
31. Herzberg C. Geodynamic information in peridotite petrology // *Journal of Petrology*. – 2004. – V. 45. – P. 2507 – 2530.
32. Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J., Parkinson I.J., Leat P.T. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2000. – V. 139. – P. 36 – 53.
33. 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.
34. Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Ковязин С.В., Медведев А.Я., Тикуннов

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.

35. Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. - 2008. - V. 69. - P. 61 - 120.

36. Ridolfi F., Renzulli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 2012. - V. 163. - P. 877 - 895.

37. Putirka K.D. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes // *American Mineralogist*. - 2016. - V. 101. - P. 841 - 858.

38. Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 2010. - V. 160. - P. 45 - 66.

39. Almeev R.R., Holtz F., Ariskin A.A., Kimura J.-I. Storage conditions of Bezymianny Volcano parental magmas: results of phase equilibria experiments at 100 and 700 MPa // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 2013. - V. 166. - P. 1389 - 1414.

40. Melekhova E., Blundy J., Robertson R., Humphreys M.C.S. Experimental evidence for polybaric differentiation of primitive arc basalt beneath St. Vincent, Lesser Antilles // *Journal of Petrology*. - 2015. - V. 56. - P. 161 - 192.

41. Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics // *Geoscience Frontiers*. - 2015. - V. 6. - P. 481 - 501.

42. Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram // *Journal of Petrology*. - 2007. - V. 48. - P. 2341 - 2357.

43. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. - 2008. - V. 100. - P. 14 - 48.

44. Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth and Planetary Science Letters*. - 1982. - V. 59. - P. 101 - 118.

45. Pearce J.A. Immobile element fingerprinting of ophiolites // *Elements*. - 2014. - V. 10. - P. 101 - 108.

46. Гордиенко И.В., Ковач В.П., Гороховский Д.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б.,

Яковлева С.З., Загорная Н.Ю., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Вещественный состав, U-Pb возраст и геодинамическая позиция габброидов и гранитоидов Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Геология и геофизика. - 2006. - Т. 47. - № 8. - С. 956 - 962.

47. Macdonald R, Hawkesworth CJ, Heath E. The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism // *Earth-Science Reviews*. - 2000. - V. 49. - P. 1 - 76.

48. Фор Г. Основы изотопной геологии. - М.: Мир. 1989. - 590 с.

49. Reagan M.K., Pearce J.A., Petronotis K. et al. Subduction initiation and ophiolite crust: new insights from IODP drilling // *International Geology Review*. - 2017. - V. 59. - P. 1439 - 1450.

50. Glancy S.E. Petrology and geochemistry of boninites and related lavas from the Mata volcanoes, NE Lau basin. - M.S Thesis: University of Hawai'i at Mānoa. 2014. - 292 p.

51. Kanayama K., Umino S., Ishizuka O. Shallow submarine volcano group in the early stage of island arc development: Geology and petrology of small islands south off Hahajima main island, the Ogasawara Islands // *Journal of Asian Earth Sciences*. - 2014. - V. 85. - P. 1-25.

52. Ivanov A.V., Meffre S., Thompson J. et al. Timing and genesis of the Karoo-Ferrar large igneous province: New high-precision U-Pb data confirm short duration of the major magmatic pulse // *Chemical Geology*. - 2017. - V. 455 - P. 32 - 43.

53. Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Баянова Т.Б. и др. U-Pb-возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитов офиолитовой ассоциации Джидинской зоны (юго-западное Забайкалье) // Доклады Академии наук. - 2018. - Т. 478. - № 4. - С. 452 - 455.

54. Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Елбаев А.Л., Баянова Т.Б. Новые данные о возрасте раннепалеозойского габброидного и гранитоидного магматизма Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Доклады Академии наук. - 2015. - Т. 463. - № 5. - С. 576 - 580.

55. Гордиенко И.В., Ковач В.П., Елбаев А.Л. и др. Возраст и условия формирования коллизионных гранитоидов Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса, юго-западное Забайкалье // *Петрология*. - 2012. - Т. 20. - № 1. - С. 45 - 65.

56. Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сидорас С.Д. Ордовикская вулканоплутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин // *Литосфера*. - 2004. - № 3. - С. 137 - 152.

57. Крук Н.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Гибшер А.С., Советов Ю.К., Сергеев С.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Левченко О.А., Махлаев Е.Н., Дербан А.Г. "Девонотипный" магматизм Восточного Саяна (по данным U-Pb изотопных

исследований) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. – Томск: Изд-во ТПИ. 2002. - Т. 1. - С 189 - 193.

58. Воронцов А.А., Ярмолук В.В., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Посохов В.Ф., Травин А.В., Газизова Т.Ф. Дифференцированная вулканическая ассоциация Минусинского прогиба: механизмы образования и источники расплавов (на примере Батеневского поднятия) // Петрология, - 2015. - Т. 23. - № 4. - С. 386 - 409.

59. Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. - Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ. 2009. - 194 с.

60. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. - 1984. - V. 25. - P. 956 - 983.

61. Sun S.S., McDonough W.F. Magmatism in the ocean basins. // Geol. Soc. Spec. Publ. - 1989. - № 42. - P. 313 - 345.

62. Churikova T., Dorendorf F., Worner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // J. Petrology. - 2001. - V.42. - № 8. - P. 1567 - 1593.

63. Литвиновский Б.А., Ярмолук В.В., Занвилевич А.Н., Шадаев М.Г., Никифоров А.В., Посохов В.Ф. Источники и условия формирования гранитных пегматитов Ошурковского щелочно-монзонитового массива, Забайкалье // Геохимия. - 2005. - № 12. - С. 1251 – 1270.

64. Ярмолук В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. - 2003. - Т. 11. - № 6. - С. 556 - 586.

65. Кузьмин М.И., Ярмолук В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. - 2014. - Т. 55. - № 2. - С. 153 - 185.

66. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны западной Монголии. - Новосибирск: Издательство СО РАН. 2013. - 300 с.

67. Воронцов А. А. Северо-Монголо-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика). [Текст] / Воронцов А. А., Ярмолук В. В. // Литосфера. - 2004. - № 3. - С. 17 - 32.

68. Коваленко В. И. Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии. [Текст] / Коваленко В. И., Ярмолук В. В., Богатилов О. А. // Геотектоника. - 2009. - № 5. - С. 3 - 24.

69. Киселев А. И. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования [Текст] / Киселев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А. – Новосибирск: Наука. 1979 - 197 с.
70. Логачев Н. А. История и геодинамика Байкальского рифта. [Текст] / Логачев Н. А. // Геология и геофизика. – 2003. - Т. 44. - № 5 - С. 391 - 406.
71. Буслев М. М. Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мезокайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Европейской коллизий. [Текст] / Буслев М. М. // Геология и геофизика. – 2012. - Т. 53 - № 9. - С.1245 - 1255.
72. Зорин Ю.А. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами [Текст] / Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. // Физика Земли. – 1988. - № 7. - С. 33 – 42.
73. Weaver B.L. The origin of ocean basalt end-member composition: trace element and isotopic constraints [Текст] / Weaver B.L // Earth and Planetary Science Letters. – 1991. - V. 88. - P. 381 - 397.
74. Рассказов С.В. Мантийные компоненты позднекайнозойских вулканических пород Восточного Саяна (по изотопам Pb, Sr и Nd) [Текст] / Рассказов С.В., Саранина Е.В., Демонтерова Е.И., Масловская М.Н., Иванов А.В. // Геология и геофизика. – 2002. - Т.43. - № 12. - С.1065 - 1079.
75. Ярмолюк В.В. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований [Текст] / Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. // Петрология. – 2003. - Т. 11. - № 1. - С. 3 - 34.
76. Barry T.L. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources / [Текст] / Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D., Windley B.F., Pringle M.S., Dorjnamjaa D., Saandar S. // Journal of Petrology. - 2003. - V.44. - № 1. - P. 55 - 91.
77. Саватенков В.М. Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований [Текст] / Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. // Петрология. – 2010.- Т. 18. - № 3. - С. 297 - 327.
78. Цыпукова С.С. Происхождение и эволюция щелочно-базальтовых магм плато Хэвэн на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны [Текст] / Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Павлова Л.А., Травин А.В., Пузанков М.Ю. // Геология и геофизика. – 2014. - Т. 55. - № 2. - С. 244 - 275.

79. Armienti P. Do we really need mantle components to define mantle composition? [Текст] / Armienti P., Gasperini D. // *Journal of Petrology*. - 2007. - V. 48. - № 4. - P. 693-709.
80. Jackson M.G. Composition of HIMU, EM1? And EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts [Текст] / Jackson M.G., Dasgupta R. // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2008. - V. 276. - P. 175 - 186.
81. Paulick H. The influence of small-scale mantle heterogeneities on Mid-Ocean Ridge volcanism: Evidence from the southern Mid-Atlantic Ridge (7°30'S to 11°30'S) and Ascension Island [Текст] / Paulick H., Munker C., Schuth S. // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2010. - V. 296. - P. 299 - 310.
82. Сколотнев С.Г. Новые данные об изотопии базальтов Срединно-Атлантического хребта из района разломов Архангельского и Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) [Текст] / Сколотнев С.Г. // *Доклады Академии Наук*. – 2014. - Т. 459. - №2. - С. 215 - 220.
83. Hamilin C. Geochemical portray of the Pacific Ridge: New isotopic data and Statistical techniques [Текст] / Hamilin C., Dosso L., Hannan B.B., Moreira M., Kositsky A.P., Thomas M.Y. // *Earth Planetary Science Letters*. – 2011. - V. 301. - P. 154 - 162.
84. Mahoney J.J. Between a hotspot and cold Spot: isotopic variation in the Southeast Indian ridge asthenosphere, 86°E-118°E [Текст] / Mahoney J.J., Graham D.W., Christie D.M., Johnson K.T.M., Hall L.S., Vonderhaar D.L. // *Journal of Petrology*. – 2002. - V. 43. - № 7. - P.1155 - 1176.
85. Stracke A. Earth's heterogenous mantle: a product of convection – driven interaction between crust and mantle [Текст] / Stracke A. // *Chem. Geol.* – 2012. - V.330-331. - P. 274-299.
86. Chaffey D.J. Characterisation of the St Helena magma source. [Текст] / Chaffey D.J., Cliff R.A., Wilson B.M. In: *Magmatism in the Ocean Basins*. Ed. by Saunders A.D., Norry M.J. // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* - 1989. - V. 42. - P. 257 - 300.
87. Palacz Z. A. Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands, southwest Pacific [Текст] / Palacz Z. A., Saunders A. D // *Earth Planetary Science Letterstt.* – 1986. - V. 79. - P. 270 – 280.
88. Workman R.K. Resycled metasomataized Lithosphere as the Enriched Mantle II (EM-2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain [Текст] / Workman R.K., Hart S.R., Jackson M., Regelous M., Farley K.A., Blusztajn J., Kurz M., Staudigel H. // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2004. - V.5. - № 4. - 44 p. Q04008, doi:10.1029/2003GC000623
89. Zartman R.E. Plumbotectonics – the model / [Текст] / Zartman R.E., Doe B.R. // *Tectonophysics*. – 1981. - V. 75. - P.135 - 162.



90. Herzberg C. Petrology and thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano [Текст] / Herzberg C. // Nature. – 2006. - V. 444. - № 7119. - P. 605.
91. Putirka K. Thermometer and barometers for volcanic systems [Текст] / Putirka K. // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. – 2008. - V. 69. - P. 61 - 142.
92. Herzberg C. PRIMELT3 MEGA. XLSM software for primary magma calculation: Peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus [Текст] / Herzberg C., Asimow P. D. // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2015. - V. 16. - № 2 - P. 563 - 578.
93. Herzberg C. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: Implications for origins [Текст] / Herzberg C. // Journal of Petrology. – 2010. - V. 52. - № 1. - P. 113 - 146.

## ПРИЛОЖЕНИЕ А

Перечень основных статей, опубликованных по тематике проекта в 2019 г. в соответствии с государственным заданием:

1. Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Крук Н.Н., Тарасюк А.С. Позднеордовикский вулканизм северной части Алтае-Саянской области и его геодинамическая природа // Доклады Академии наук. - 2019. - Т. 485. - № 4. - С. 457 - 463.
2. Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. Возраст, состав и источники пород и руд Окунёвского флюорит-лейкофанового месторождения (Западный Саян): к оценке вклада магматизма в формирование рудной минерализации // Геология рудных месторождений. – 2019. – Т. 61. - № 5. - С. 37 – 61.
3. Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Травин А.В. Состав и возраст флюорит-бериллиевого месторождения Радуга, Западный Саян: к проблеме оценки металлогенических перспектив территории // Доклады Академии наук. – 2019. - Т. 488. - № 3. - С. 282 - 287.
4. Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Goemann K., Golovin A.V., Sharygin I.S., Pearson D.G., Kamenetsky M., Gornova M.A. Polymineralic inclusions in kimberlite-hosted megacrysts: Implications for kimberlite melt evolution // Lithos. – 2019. - V. 336-337. - P. 310 - 325.
5. Kolotilina T.B., Mekhonoshin A.S., Orsoev D.A. Re Sulfides from Zhelos and Tokty-Oi Intrusions (East Sayan, Russia) // Minerals. – 2019. - V. 9. - № 8. - Номер статьи 479
6. Ступаков С.И., Симонов В.А., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Эволюция физико-химических условий кристаллизации расплавов при формировании дунит-перидотит-габбровых массивов Восточного Саяна // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2019. - Т. 330.- № 7. - С. 208 - 223.
7. Высоцкий С.В., Игнатъев А.В., Левицкий В.И., Веливецкая Т.А., Асеева А.В., Левицкий И.В., Мехоношин А.С. Источники серы сульфидной минерализации в архейских толщах Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона по мультиизотопным данным // Геология и геофизика. – 2019. - № 8. – С. 1091 - 1107. - (Q4) (WOS, Scopus)
8. Ащепков И.В., Иванов А.С., Костровицкий С.И., Вавилов М.А., Бабушкина С.А., Владыкин Н.В., Тычков Н.С., Медведев Н.С. Мантийные террейны Сибирского кратона: их взаимодействие с плюмовыми расплавами на основании термобарометрии и геохимии мантийных ксенокристов // Геодинамика и тектонофизика. – 2019. - Т 10. - № 2. - С. 197 - 245.

9. Соловьева Л.В., Костровицкий С.И., Калашникова Т.В., Иванов А.В.  
Природа флогопит-ильменитовых и ильменитовых парагенезисов в мантийных ксенолитах  
из трубки Удачная // Доклады Академии наук. – 2019. - Т. 486. - № 2. - С. 223 - 227.