

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. А.П. ВИНОГРАДОВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
(ИГХ СО РАН)

УДК 550.4
Рег. № 121041600032-8

УТВЕРЖДАЮ
Директор ИГХ СО РАН
д.г.-м.н. А.Б. Перенелов
« 23.01.2023 » 2023 г.

ОТЧЕТ
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

Ультраосновные-основные комплексы Сибирского кратона и его складчатого обрамления:
эволюция состава, геодинамические аспекты образования и рудный потенциал
(промежуточный)

Шифр темы № 0284-2021-0006

Приоритетное направление
1.5.4. Геохимия и космохимия:
1.5.4.1. Изучение химического состава Земли и ее оболочек

Протокол Учёного совета ИГХ СО РАН
№ от 24 января 2023 г.

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

 23.01.2023 А.А. Воронцов
подпись, дата

Иркутск 2022

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

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

 23.01.2023

подпись, дата

А.А.Воронцов

Ответственные исполнители:

Главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук

 23.01.2023

подпись, дата

С.И.Костровицкий
(раздел 1)

Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук

 23.01.2023

подпись, дата

М.А. Горнова
(раздел 2)

Старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук

 23.01.2023

подпись, дата

А.С.Мехоношин
(раздел 3.1)

Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук

 23.01.2023

подпись, дата

А.А.Воронцов
(раздел 3.2)

Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук

23.01.23 

подпись, дата

А.Я.Медведев
(раздел 3.3)

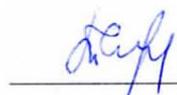
Ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук

23.01.23 

подпись, дата

И.С. Перетяжко
(раздел 3.4)

Нормоконтроль

 23.01.23

подпись, дата

Т.Ю. Гармышева

РЕФЕРАТ

Отчет 71 стр., 29 рис., 1 таб., 81 ссылка

КИМБЕРЛИТЫ, ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ, МАНТИЙНЫЕ КСЕНОЛИТЫ, ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ, НАДСУБДУКЦИОННЫЕ ОФИОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ, АНТИДРОМНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ, ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ

Объектами исследования являлись основные-ультраосновные породы структур Сибирского кратона, его складчатого обрамления и Магеллановых гор.

Главная цель исследований заключается в изучении природы связи металлогенических провинций и крупных концентраций металлов с глобальными геодинамическими и геологическими процессами.

Основными задачами 2022 г. было изучение химического и микроэлементного состава наиболее древних кимберлитов Якутской провинции, выявление по изотопно-геохимическим данным источников магм надсубдукционных офиолитовых комплексов юга Сибири и Монголии, изучение геохимии производных щелочно-ультраосновных, щелочно-гранитных и риолитовых магм, связанных с внутриплитным магматизмом и континентальным рифтогенезом для северо-восточной части Алтае-Саянской складчатой области и Южного Забайкалья, получение минералого-геохимических характеристик дифференцированной серии вулканических пород гайотов Магеллановых гор.

В ходе выполнения НИР в 2022 г. получены следующие научные результаты:

- 1) сделано предположение о происхождении кимберлитов «древних» и «молодых» кимберлитовых полей Якутской провинции из единого астеносферного источника;
- 2) расшифрована геодинамическая обстановка образования базитовых даек ряда офиолитовых комплексов юго-западной Монголии и Монголо-Охотского пояса;
- 3) установлены формационная принадлежность Лысанского интрузивного комплекса (Восточный Саян) и предпосылки для обнаружения в нём редкометалльного оруденения;
- 4) предложена модель образования антидромных серий Минусинского прогиба;
- 5) обоснована 3-х стадийная схема развития мезозойского магматизма в районе гайота Говорова.

Область применения - обеспечение комплексного геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы Российской Федерации.

Государственное задание по проекту за 2022 г. выполнено в полном объёме. По результатам исследований опубликованы 1 монография, 9 статей в журналах, в том числе 7 в журналах, включенных в национальный список научных журналов, сделано 26 докладов на всероссийских и международных научных конференциях.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	7
Раздел 1 Изучение особенностей химического состава кимберлитов наиболее древней эпохи (400-420 млн лет) кимберлитового вулканизма Якутской провинции)	9
Раздел 2 Выявление источников магм надсубдукционных офиолитовых комплексов юга Сибири и Монголии по изотопно-геохимическим данным.....	17
Раздел 3 Изучение химического и микроэлементного состава щелочно-ультраосновных, щелочно-гранитных и риолитовых магм, связанных с внутриплитным магматизмом и континентальным рифтогенезом для северо-восточной части Алтае-Саянской складчатой области, Южного Забайкалья и Магеллановых гор.....	27
3.1 Изучение химического и микроэлементного состава щелочно-ультраосновных комплексов, связанных с внутриплитным магматизмом северо-восточной части Алтае-Саянской складчатой области	27
3.2 Определение механизмов формирования девонских антидромных магматических серий в Минусинском прогибе по геохимическим и изотопным данным.....	35
3.3 Обобщение данных по минералогии и геохимии кайнозойских вулканитов юга складчатого обрамления Сибирской платформы (Южное Забайкалье).....	41
3.4 Получение минералого-геохимических, изотопных характеристик и датирование дифференцированной серии вулканических пород Магеллановых гор.....	47
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	55
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	58
ПРИЛОЖЕНИЕ А Список публикаций по проекту за 2022 г.....	66
ПРИЛОЖЕНИЕ Б Список конференций, в которых участвовали исполнители, 2022 г.	68

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ

В настоящем отчете о НИР применяют следующие сокращения и обозначения:

ПМ – примитивная мантия

ЭПГ - элементы платиновой группы

ЮБВО – Южно-Байкальская вулканическая область

AB – щелочные базальты океанических островов

ARC - базальты островных дуг

BABB (back arc basin basalt) – базальты задуговых бассейнов

BSE – валовый состав Земли

Boп – бонинитовые базальты

CAB – известково-щелочные базальты

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

DM – деплетированная мантия

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

EMI и EMII – разновидности обогащенной мантии

FAB – преддуговые базальты

HFSE (High field strange elements) - высокозарядные элементы

HREE (Heavy rare earth elements) - тяжёлые редкоземельные элементы

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

IAT – островодужные толеитовые базальты

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

LREE (Light rare earth elements) - лёгкие редкоземельные элементы

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

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

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

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

OIB - базальты океанических островов

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

PREMA – умеренно деплетированная преобладающая мантия

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

SSZ (supra subduction zone) – супрасубдукционная зона

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

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

UCC - верхняя континентальная кора

ϵNd – эpsilon неодима

ϵSr – эpsilon стронция

ВВЕДЕНИЕ

В 2022 году были продолжены геологические, геохимические и изотопные исследования основных-ультраосновных пород различного генезиса в структурах Сибирского кратона, его складчатого обрамления и Магеллановых гор. Главной целью исследований являлось изучение природы связи металлогенических провинций и крупных концентраций металлов с глобальными геодинамическими и геологическими процессами, поэтому особое внимание уделялось расшифровке геодинамических условий образования основных-ультраосновных комплексов, а также выявлению критериев их рудоносности и предпосылок обнаружения в них рудопроявлений и месторождений полезных ископаемых. Научная тема исследования соответствует направлению фундаментальных и поисковых исследований «Геология твёрдых полезных ископаемых», раздел «Металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов».

Исследования 2022 года были направлены на изучение: 1) особенностей химического состава кимберлитов наиболее древней эпохи (400-420 млн лет) кимберлитового вулканизма Якутской провинции); 2) источников магм надсубдукционных офиолитовых комплексов юга Сибири и Монголии по изотопно-геохимическим данным; 3) химического и микроэлементного состава щелочно-ультраосновных комплексов, связанных с внутриплитным магматизмом северо-восточной части Алтае-Саянской складчатой области (Лысанский интрузивный комплекс, Восточный Саян); 4) механизмов формирования девонских антидромных магматических серий в Минусинском прогибе по геохимическим и изотопным данным; 5) минералогии и геохимии кайнозойских вулканитов юга складчатого обрамления Сибирской платформы (Южное Забайкалье); 6) минералого-геохимических и изотопных характеристик дифференцированной серии вулканических пород Магеллановых гор.

В результате проведенных исследований в 2022 году: 1) сделано предположение о происхождении кимберлитов «древних» и «молодых» кимберлитовых полей Якутской провинции из единого астеносферного источника [1,2]; 2) подтверждена оценка перспективности «древних» кимберлитовых полей на обнаружение алмазов; 3) расшифрована геодинамическая обстановка образования базитовых даек офиолитовых комплексов Эрдэнэ-Уул (юго-западная Монголия) [3] и Адацаг (Монголо-Охотский пояс); 4) установлены формационная принадлежность Лысанского интрузивного комплекса (Восточный Саян) и предпосылки для обнаружения в нём редкометалльного оруденения [4]; 5) предложена модель формирования девонских антидромных магматических серий в Минусинском прогибе [5]; 6) определён состав источника кайнозойского вулканизма

Дауро-Хэнтейского хребта (Южное Забайкалье); 7) обоснована 3-х стадийная схема развития мезозойского магматизма в районе гайота Говорова [6].

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

В состав научного коллектива исполнителей проекта входят: 1 академик РАН, 5 докторов геолого-минералогических наук, 5 кандидатов геолого-минералогических наук, 3 аспиранта. Доля исследователей в возрасте до 39 лет в общей численности исследователей составляет 40 %.

Работа по решению отдельных задач проекта ведётся в тесном сотрудничестве с представителями научных коллективов ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), ИЗК СО РАН (г. Иркутск), Китайского университета нефти (Пекин, КНР).

Государственное задание по проекту за 2022 г. выполнено в полном объёме. По результатам исследований опубликованы 1 монография, 9 статей в журналах, в том числе 7 - в журналах, включенных в национальный список научных журналов, сделано 26 докладов на всероссийских научных конференциях.

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ ОТЧЁТА

Раздел 1 Изучение особенностей химического состава кимберлитов наиболее древней эпохи (400-420 млн лет) кимберлитового вулканизма Якутской провинции)

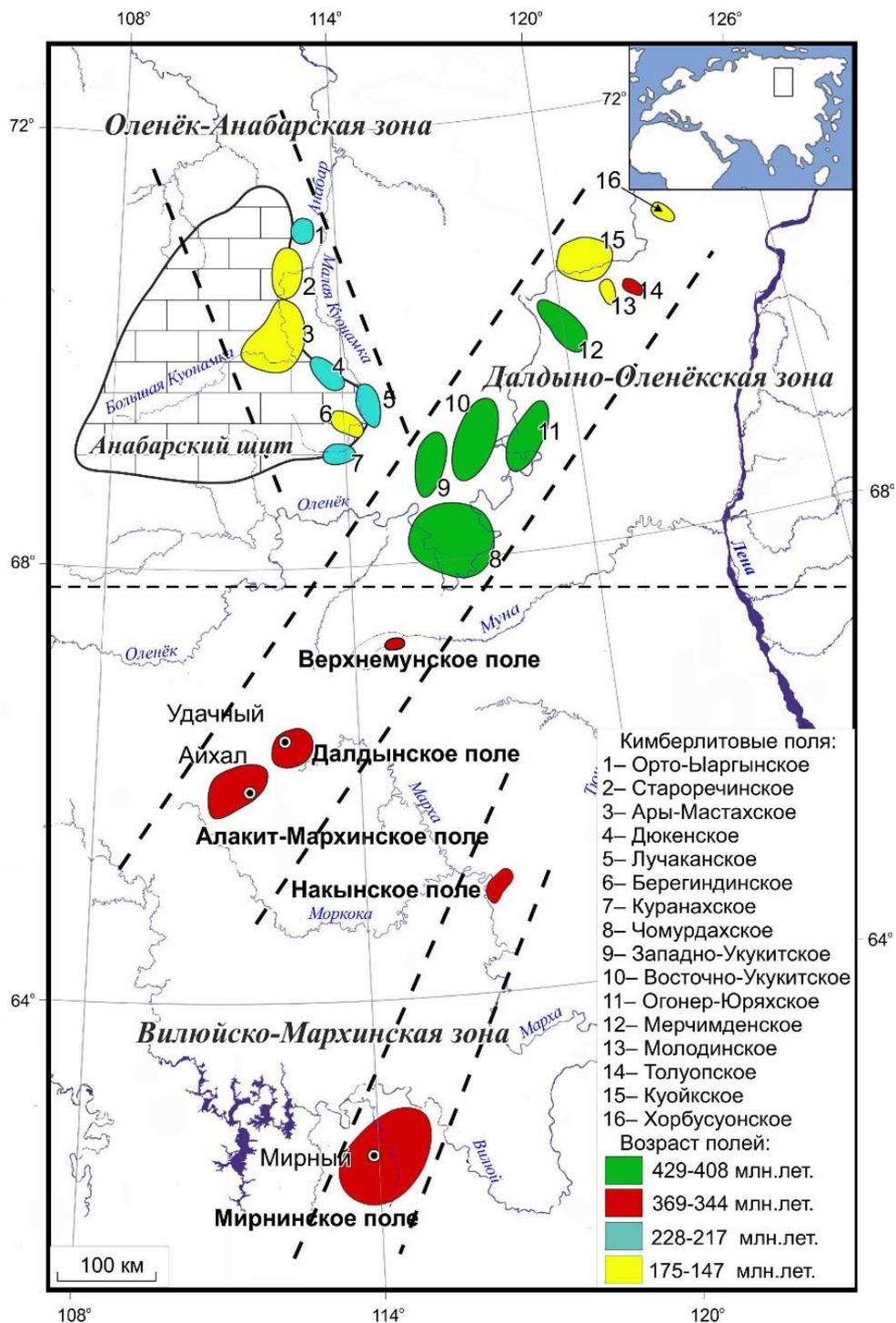
Наиболее древняя эпоха кимберлитового вулканизма Якутской провинции представлена следующими полями: Чомурдахское, Западно-Укукитское, Огонер-Юряхское и Мерчимденское (рисунок 1). Кимберлитовые поля расположены на севере Якутской кимберлитовой провинции, в среднем течении реки Оленек, в бассейне ее трех левых притоков Укукит, Чомур и Куойка. Возраст кимберлитов из перечисленных полей был установлен U-Pb методом рядом исследователей по цирконам и перовскитам [7-10] и варьирует в пределах 400-420 млн лет.

К сожалению, изучение вещественного состава кимберлитов этих полей ограничено публикацией одной книги [11], в которой приведены только химические составы кимберлитов. Нами дополнительно изучены химический, микроэлементный состав кимберлитов, а также минералов-спутников из Чомурдахского, Западно-Укукитского и Огонер-Юряхского поля.

Чомурдахское поле. К данному кимберлитовому полю относятся трубчатые и жильные тела, расположенные на территории бассейна левого притока р. Оленек (в среднем течении) Чомурдах, а также на примыкающей к этому району площади правого берега р. Оленек. Нами изучен химический состав кимберлитов, а также состав минералов-спутников из следующих кимберлитовых тел: трубок Чомур, Светлая, Снежная, Дружба, Ильменитовая (Уральская), Олимп, дайка Перевальная.

Огонер-Юряхское поле – локальное по площади и представлено рядом расположенными четырьмя кимберлитовыми трубками, а именно – Петроградская, Василеостровская, Балтийская и Фестивальная, находящихся к северо-востоку от Чомурдахского поля, на левом берегу реки Оленек. Рядом исследователей к Огонер-Юряхскому полю была отнесена и трубка Аэрогеологическая, которая вместе с другими близлежащими трубками (Сестра-19 и Сестра-25), расположенными на правом берегу реки Оленек, в 50 км на СВ от четырех трубок.

Практически все изученные кимберлиты Чомурдахского, Огонер-Юряхского и Мерчимденского полей выполнены кимберлитовыми брекчиями, по составу относящиеся к Fe-Ti петрохимическому типу. Содержание TiO_2 и $FeO_{общ.}$ в кимберлитах Чомурдахского поля варьирует в пределах 1.8-3.7 и 8.9-11.8 мас. %, соответственно; Огонер-Юряхского поля - 2.3-7.7 и 9.5-12.9 мас. %, соответственно; Мерчимденского поля - 2.3-7.7 и 9.5-12.9 мас. %, соответственно (рисунок 2).



Наиболее древние поля окрашены в зеленый цвет

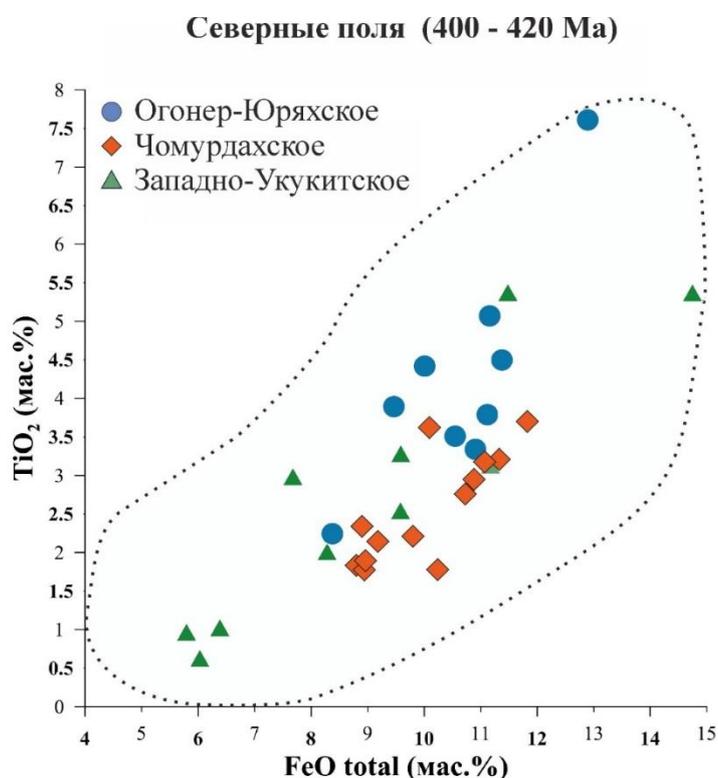
Рисунок 1 - Карта Якутской кимберлитовой провинции [12]

Практически все изученные кимберлиты Чомурдахского, Огонер-Юряхского и Мерчимденского полей выполнены кимберлитовыми брекчиями, по составу относящиеся к Fe-Ti петрохимическому типу. Содержание TiO_2 и $FeO_{общ.}$ в кимберлитах Чомурдахского поля варьирует в пределах 1.8-3.7 и 8.9-11.8 мас.% соответственно; Огонер-Юряхского поля - 2.3-7.7 и 9.5-12.9 мас. % соответственно; Мерчимденского поля - 2.3-7.7 и 9.5-12.9 мас.% соответственно (рисунок 2). В целях сравнения особенностей химического состава с кимберлитами других северных полей Якутской провинции на этом графике

демонстрируется поле составов самого молодого (150-170 млн лет) Куойкского поля. Все фигуративные точки состава находятся внутри поля составов Куойкского поля, - факт, свидетельствующий о независимости составов кимберлитов северных полей от возраста их формирования.

Западно-Укукитское поле. Изучен состав кимберлитов только из трех трубок, принадлежащих одному линейному кусту, - Ленинград, Русловая и Омонос. По содержанию $\text{FeO}_{\text{общ}}$ и TiO_2 , кимберлиты, выполняющие эти тела, принадлежат высоко-Mg петрохимическому типу. Однако, судя по литературным данным [11], в Западно-Укукитском поле доминируют также, как и в других древних полях, кимберлиты Fe-Ti петрохимического типа.

Особенности распределения некогерентных элементов в кимберлитах Чомурдахского и Огонер-Юряхского поля приведены на рисунке 3. При совпадении распределения для большинства элементов с типичным распределением для южных алмазоносных полей (на графике - заштрихованное поле), для кимберлитов древних полей обнаруживаются отличия, выраженные в более высоких содержаниях таких элементов, как Cs, Rb, Ta, Nb, Hf, Zr, что обусловлено более щелочным и высоко-Ti составом кимберлитов древних полей.



Пунктирной линией показано поле составов самого молодого (160-170 млн лет) [9] Куойкского кимберлитового поля

Рисунок 2 - Корреляционный график $\text{FeO}_{\text{общ}}$ - TiO_2 для кимберлитов наиболее древних полей Якутской провинции

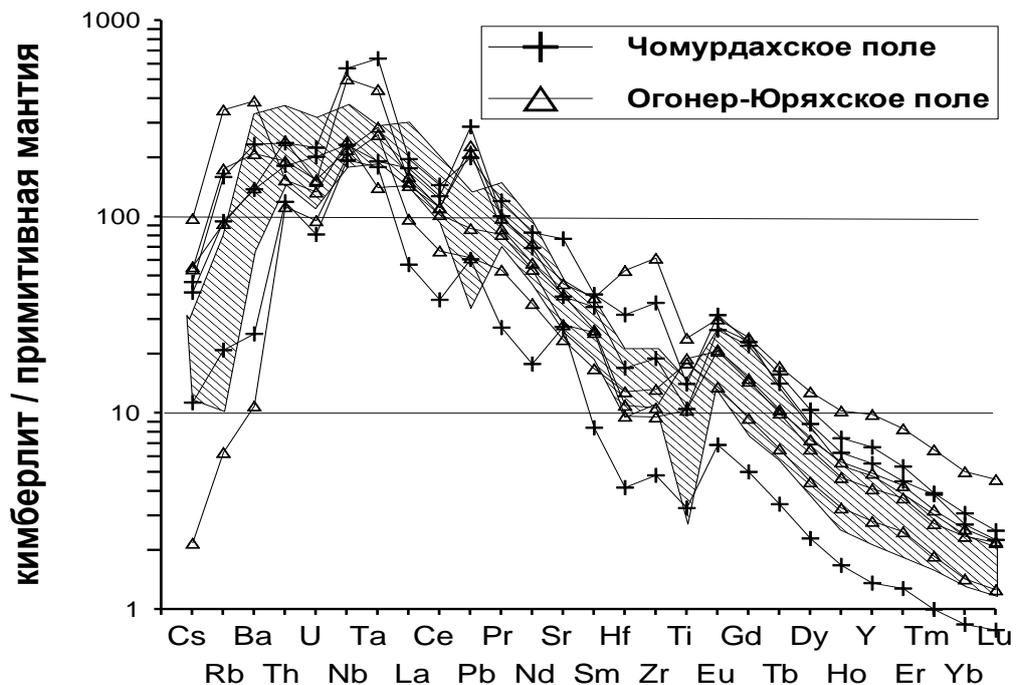


Рисунок 3 - Распределения некогерентных элементов для самых древних кимберлитов из Чомурдахского и Огонер-Юряхского полей. Заштрихованное поле соответствует кимберлитам алмазоносных полей [13]

На основании изотопного Sr-Nd состава кимберлитов для большинства полей, в том числе, из древних полей Якутской провинции [13] был сделан вывод о тождественном составе для всех южных и северных полей, в том числе, для самых древних полей, что свидетельствует об относительно однородном составе первичного магматического источника астеносферного происхождения для кимберлитов, независящего от возраста их формирования. Изучение изотопного и микроэлементного состава перовскитов из Чомурдахского и Огонер-Юряхского полей [9], показало отсутствие различий в сравнении с южными алмазоносными полями, что подтвердило сделанный вывод о едином магматическом (астеносферном) источнике кимберлитов.

Изучение состава барофильных минералов показало, что: 1) в тяжелой фракции кимберлитов Чомурдахского, Огонер-Юряхского и Мерчимденского полей доминирует пикроильменит, зерна граната составляют примерно сотую долю от общего числа зерен; 2) в тяжелой фракции высоко-Mg кимберлитов Западно-Укукитского поля преобладают гранат и хромшпинелиды; 3) гранат из всех древних полей принадлежит, в основном, эклогитовому и пироксенит-вебстеритовому парагенезисам по [14], характерно очень низкое содержание, или полное отсутствие граната алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезиса; 4) в трубке Ленинград из Омонос-Укукитского поля, в тяжелой фракции обнаружено 3.4 об. % гранатов алмазоносного парагенезиса; 5) в трубках Ленинград и Русловая (Западно-Укукитское поле) фиксируется наличие хромшпинелидов алмазоносного парагенезиса.

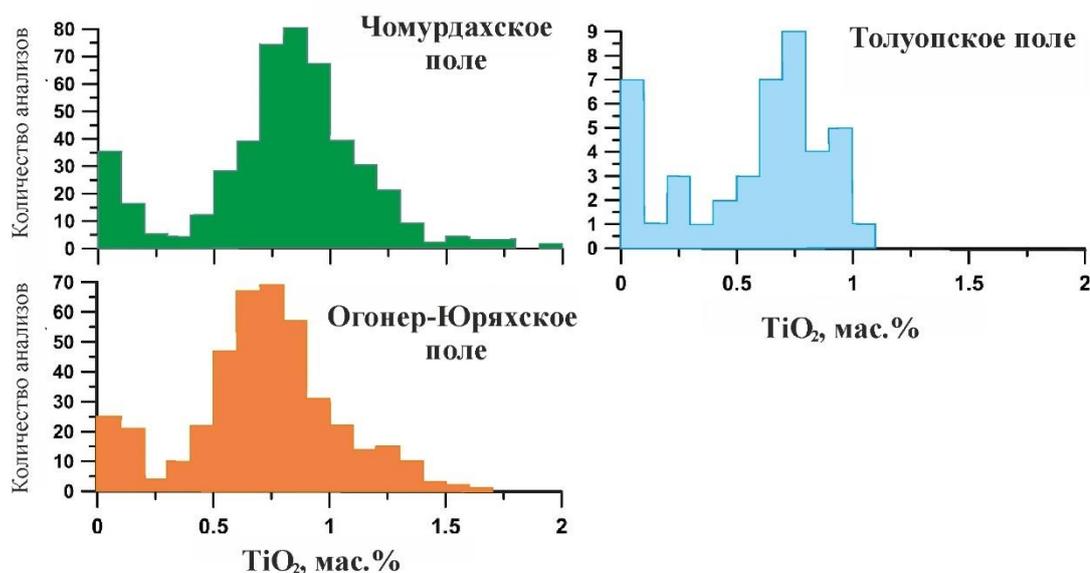


Рисунок 4 - Гистограмма распределения содержания TiO_2 в высоко-Тi гранатах из северных полей Якутской провинции

Гистограммы распределения TiO_2 для гранатов (рисунок 4) демонстрируют преобладание в кимберлитах Огонер-Юряхского и Чомурдахского полей высоко-Тi ксенокристов граната. Суммарная доля зерен граната с содержанием $TiO_2 > 0.2$ мас. % составляет 85.8 об. %. Для большинства кимберлитовых трубок Огонер-Юряхского поля выявлено несколько ксенокристов граната с относительно высокими содержаниями Cr_2O_3 от 4 до 11 мас.%. В трубках Чомурдахского поля доминирует гранат с низким содержанием хрома. Часть зерен граната эклогитового парагенезиса (в трубках: Светлая-7, Дружба-3, Чомур-18) являются низко-Mg (значения Mg# варьируют от 40 до 65 мол. %) и низко-Cr.

Также были изучены особенности распределения некогерентных элементов для ксенокристов граната из четырех трубок Чомурдахского и Огонер-Юряхского (рисунки 5 и 6). Кривые распределения несовместимых элементов для большинства ксенокристов граната из Огонер-Юряхского и Чомурдахского кимберлитовых полей показывают одни и те же закономерности: характерные минимумы для Ba, La, Sr, плато для Zr и Hf, и постепенное увеличение уровней содержаний от Eu до Yb. Практически все зерна граната с таким распределением элементов-примесей имеют высокое содержание TiO_2 . Исключение представляют единичные зерна граната с содержанием $TiO_2 < 0.1$ мас. % или с повышенными концентрациями Cr_2O_3 (3.9-8.4 мас. %) и CaO (7.6 мас. %). Для высоко-Тi зерен граната (рисунок 5) последовательное увеличение нормированных концентраций РЗЭ от La до Yb представляет собой типичное магматическое распределение [15]. Отклонения от этой закономерности связаны либо с низким содержанием TiO_2 , либо с повышенным содержанием Cr_2O_3 и CaO.

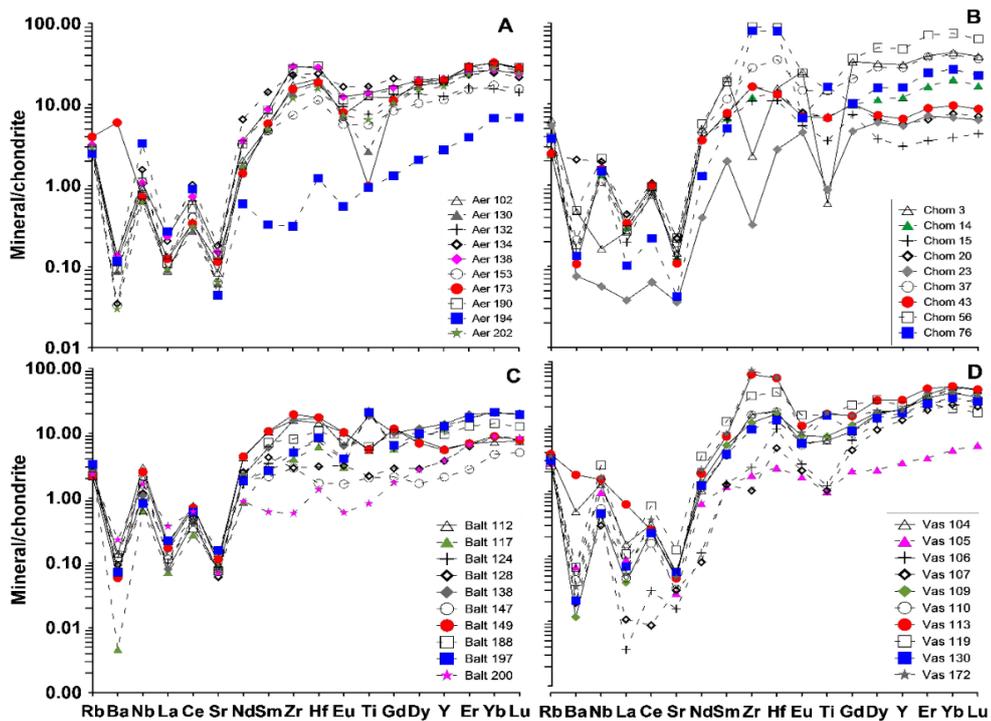


Рисунок 5 - Распределение редких элементов в ксенокристах высоко-Ті граната из Огонер-Юряхского поля (А – трубка Аэрогеологическая, В – трубка Балтийская, Г – трубка Василеостровская) и Чомурдахского поля (Б – трубка Чомур). Значения хондрита (C1) – по [16]

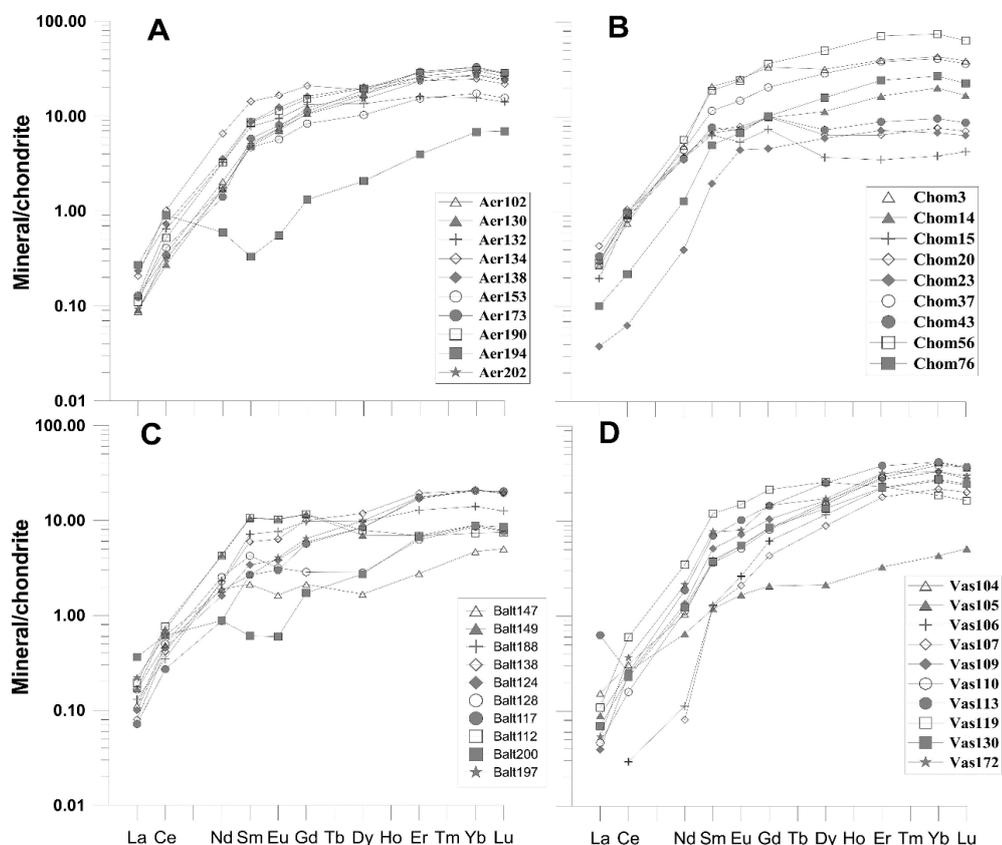


Рисунок 6 - Нормированное к хондриту распределения REE в ксенокристах высоко-Ті граната из Огонер-Юряхского (А – трубка Аэрогеологическая, С – трубка Балтийская и Д– трубка Василеостровская) и Чомурдахского поля (В – трубка Чомур). Значения хондрита для нормализации взяты из [16]

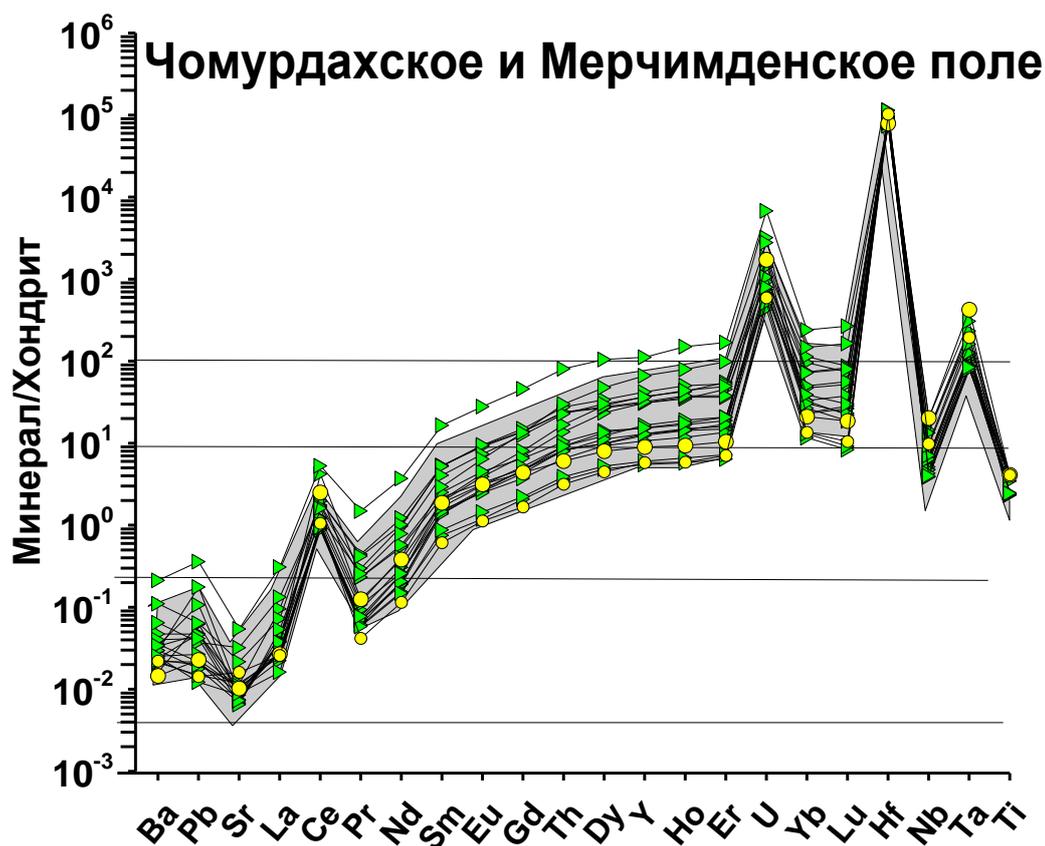


Рисунок 7 - Распределение редких элементов в цирконах из Чомурдахского (значки зеленого цвета) и Мерчимденского полей (значки желтого цвета). Серое поле – состав цирконов из алмазоносных полей [10]

Редкоэлементный состав цирконов из разных кимберлитовых полей демонстрируется на спайдерграммах, построенных для всех некогерентных элементов (рисунок 7). В целях сопоставления данных по цирконам на спайдерграммах приведено поле составов некогерентных элементов для цирконов из южных алмазоносных трубок. Общий уровень концентраций редких элементов для цирконов из кимберлитов южных алмазоносных полей соответствует уровню концентраций, установленному для южно-африканских кимберлитов [17]. Распределение некогерентных элементов, также являющееся типичным для цирконов, характеризуется появлением на спайдерграммах четких максимумов по Ta, Hf, Ce, Th, U и минимумов по Sr, Ba, Pr. Поля составов некогерентных элементов для цирконов из Чомурдахского и Мерчимденского полей совпадают с таковыми для цирконов из алмазоносных полей [11].

Таким образом установлено, что кимберлиты самых древних полей Якутской провинции характеризуются высоким содержанием FeO и TiO₂ (более 8.9 и 1.8 мас. %, соответственно) и, как показало сравнение на примере Куойкского поля - самого молодого (150-170 млн. лет) возраста, - они не отличаются по составу от других северных полей.

Редкоэлементный (по некогерентным элементам) состав древних кимберлитов очень близок к составу алмазоносных кимберлитов, но отличается более высоким содержанием Rb, Cs, Ta, Nb, Hf, Zr, что обусловлено более высокой щелочностью и более высоким содержанием TiO_2 исследуемых кимберлитов.

Сравнение микроэлементного и изотопного Sr-Nd состава перовскитов из кимберлитов северных древних и южных алмазоносных полей [18] показало их полную тождественность. Судя по составу граната, литосферная мантия под древними полями представлена преимущественным образом породами пироксенит-вебстеритового и эклогитового парагенезисов. Отличительной особенностью разреза литосферной мантии под Чомурдахским и Огонер-Юряхским полями явилось высокое содержание высоко-Ti пород. Как показало изучение особенностей распределения REE для высоко-Ti гранатов, их кристаллизация является равновесной, отвечающей магматическому замещению (или кристаллизации из расплава).

Общим выводом проведенных исследований является отсутствие значимых отличий по химическому, микроэлементному и изотопному составам кимберлитов из самых древних и самыми молодых полей Якутской провинции, что свидетельствует об едином астеносферном источнике.

Хотя породы алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезиса в разрезе мантии присутствуют в незначительных количествах, можно отметить, что наиболее перспективным на обнаружение алмазов является Западно-Укукитское поле.

Раздел 2 Выявление источников магм надсубдукционных офиолитовых комплексов юга Сибири и Монголии по изотопно-геохимическим данным

Надсубдукционные офиолиты характеризуются разным набором базитов, которые формируются из магм толеитовых, известково-щелочных и бонинитовых серий. Для их сопоставления изучены офиолитовые и ассоциирующие комплексы юго-западной Монголии и Монголо-Охотского пояса.

2.1 Офиолиты Эрдэнэ-Уул и аккреционный комплекс Алаг-Хадни (юго-западная Монголия).

Офиолиты Эрдэнэ-Уул содержат все члены офиолитовой последовательности: мантийные серпентинизированные перидотиты, кумуляты, дайки и лавы. Габбро с низким содержанием TiO_2 ($< 0.15\%$) обладают низким уровнем REE, положительными аномалиями Eu, Sr и являются плагиоклаз-клинопироксеновыми кумулятами. Габбро с более высокими содержаниями TiO_2 ($> 0.5\%$) имеют более высокие уровни REE, иногда отрицательную аномалию Eu и кристаллизовались в верхах магматической камеры. Уровень HREE близок к уровню, наблюдаемому в дайках. Скрины габбро имеют состав, близкий составу вмещающих долеритов (группа 1) дайкового комплекса. В различных образцах габбро наблюдаются слабые положительные, отрицательные аномалии Nb или их отсутствие (рисунок 8). Обеднение LREE и отсутствие выраженных отрицательных аномалий Nb указывает на кристаллизацию габбро из расплавов, подобных MORB-BABB.

Дайки офиолитового комплекса г. Эрдэнэ-Уул представлены двумя группами. Состав пород первой группы даек отвечает долеритам, а второй – микродиоритам и трахидолеритам. По особенностям распределения REE и редких элементов выделено два типа даек г. Эрдэнэ-Уул: группа 1 с субхондритовым распределением REE и слабым обеднением LREE (близким N-MORB) или умеренным обогащением LREE, и группа 2 – обогащенные LREE разности, приближающиеся по содержаниям LREE к базальтам OIB (рисунок 8). Вулканиты Эрдэнэ-Уул близки дайкам группы 1. Их составы варьируют от умеренно обедненных до умеренно обогащенных LREE. Одна проба (андезибазальт) имеет более фракционированный спектр, обедненный HREE. Отрицательные аномалии Nb-Ti наблюдаются в двух образцах, в других вулканитах отсутствуют. Содержания HREE в вулканитах и долеритах группы 1 дайкового комплекса близки содержаниям в MORB. Более высокие содержания HREE в вулканитах могут быть обусловлены их меньшей магниальностью и фракционированным составом по сравнению с долеритами. На дискриминантных диаграммах лавы и долериты группы 1 офиолитов Эрдэнэ-Уул соответствуют базальтам N-MORB или задуговых бассейнов (BABB) (рисунок 9).

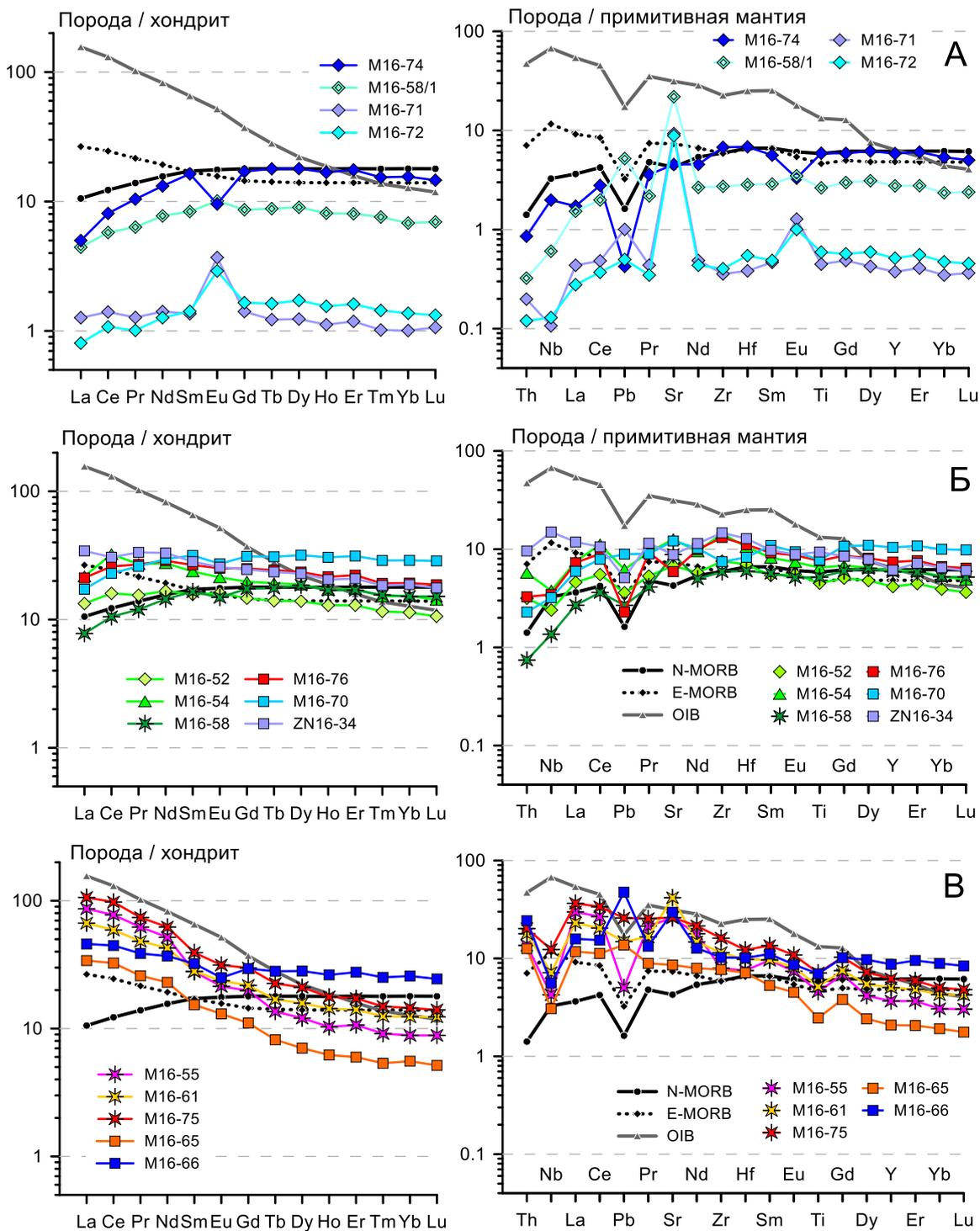


Рисунок 8 - Распределение REE и редких элементов породах офиолитового комплекса г. Эрдэнэ-Уул: габбро (А), лавы и долериты группы 1 (Б), микродиориты и трахидолериты группы 2 (В)

Дайки группы 2 секут другие породы офиолитового комплекса Эрдэнэ-Уул. По составу они аналогичны дайковым породам, секущим аккреционный комплекс Алаг-Хадни (рисунок 9). На мультиэлементной диаграмме для микродиоритов и трахидолеритов этой группы характерно обогащение LREE и Th минимумы Nb и Ti, свойственные островодужным магмам. На дискриминантных диаграммах они соответствуют островодужным базитам и андезитам известково-щелочной серии (рисунок 9).

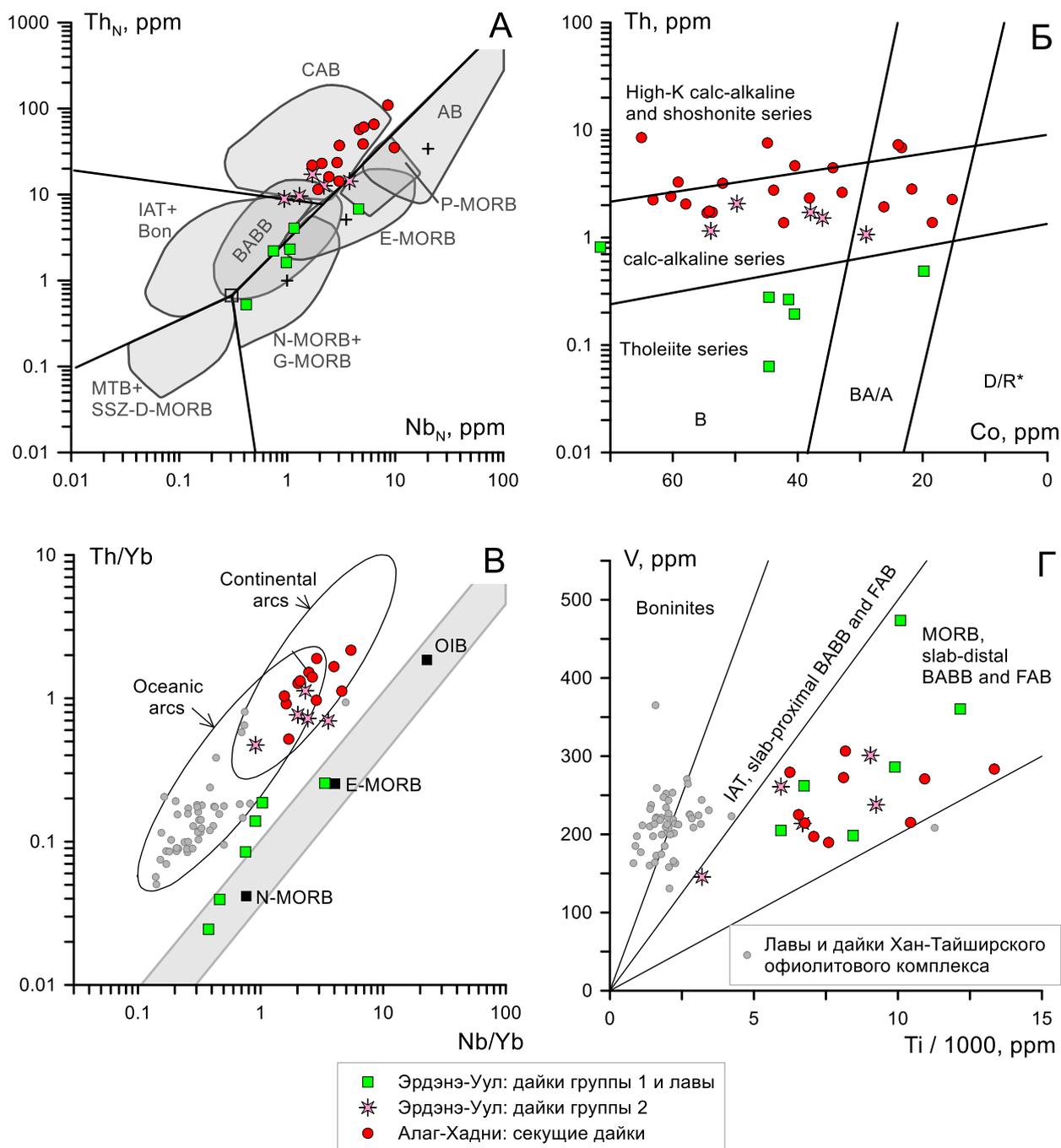


Рисунок 9 - Составы лав и пород дайкового комплекса офиолитов г. Эрдэнэ-Уул и Алаг-Хадни на дискриминантных и классификационных диаграммах для базитов: А – $Nb_{N-MORB} - Th_{N-MORB}$ [19], Б – $Co - Th$ [20], В – $Nb/Yb - Th/Yb$ [21], Г – $Ti/1000 - V$ [21]. Для сравнения показаны составы лав и даек Хан-Тайширского офиолитового комплекса [22]

Среди изученных базитов офиолитов Эрдэнэ-Уул и комплекса Алаг-Хадни наблюдаются вариации изотопного состава Nd-Sr (рисунок 10). Лавы и долериты группы 1 офиолитов Эрдэнэ-Уул имеют изотопный состав, варьирующий от DM (деплетированная мантия) до более обогащенных составов ($\epsilon Nd_{(550)} = +3.6 \dots +10.5$; $^{87}Sr/^{86}Sr(550) = 0.7021 - 0.7045$). Эти вариации могут быть обусловлены варьирующими добавками субдукционного компонента в деплетированную надсубдукционную мантию.

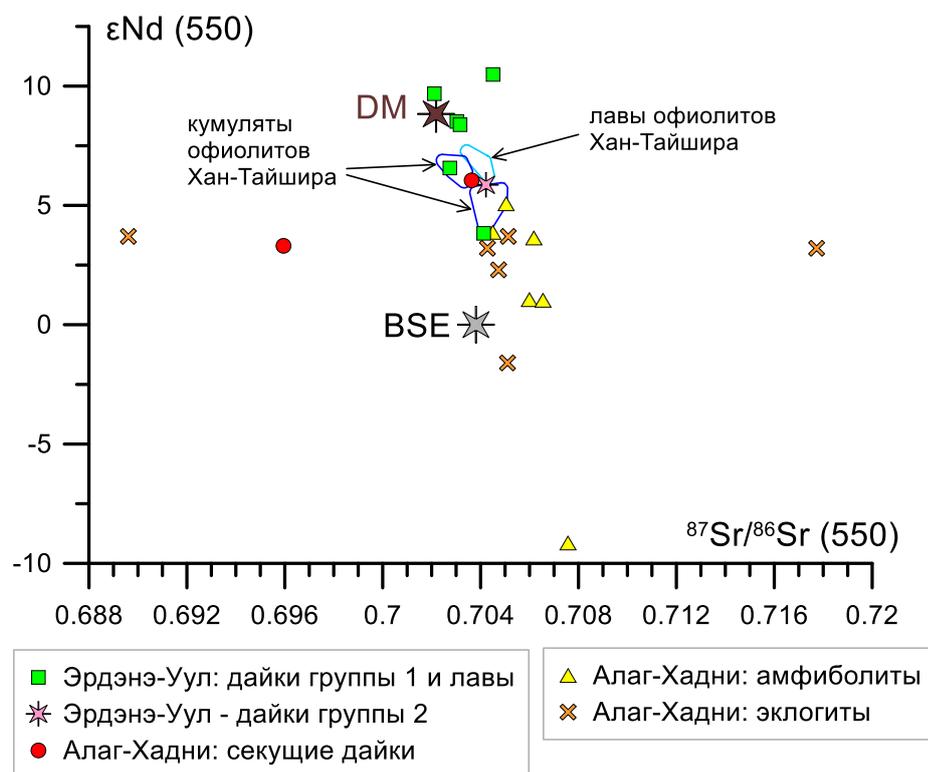


Рисунок 10 - Изотопный состав Nd-Sr в лавах и пород дайкового комплекса офиолитов г. Эрдэнэ-Уул и Алаг-Хадни, а также в базитах комплекса Алаг-Хадни – амфиболитах (настоящая работа) и эклогитах [23]

Породы офиолитового комплекса Эрдэнэ-Уул и пространственно связанные амфиболиты комплекса Алаг-Хадни ранее были отнесены к надсубдукционным офиолитам Хан-Тайширского комплекса, в которых широко развиты породы бонинитовой серии [22,24]. Однако, проведенные исследования показали, что изученные породы офиолитов Эрдэнэ-Уул отличаются от вулканитов и даек офиолитов Хан-Тайшира, которые представлены породами бонинитовой серии и обладают низкими содержаниями TiO_2 (в среднем 0.4 %), REE и других редких элементов, довольно однородными отношениями Th/Yb и Nb/Yb . Формирование офиолитов Хан-Тайшира с возрастом около 570 млн. лет и широко развитым бонинитовым магматизмом характеризует зарождение зоны субдукции [22]. Породы офиолитов Эрдэнэ-Уул с ВАВВ-магматизмом могли формироваться в другой период, предположительно в тылу более развитой островодужной системы или при раскрытии задугового бассейна. Офиолиты Эрдэнэ-Уул и аккреционный комплекс Алаг-Хадни пересекаются дайками долеритов известково-щелочной островодужной серии, которые отражают поздний, наложенный этап магматизма над зоной субдукции. Трахиолериты и микродиориты группы 2, секущие породы офиолитов Эрдэнэ-Уул, а также породы дайкового комплекса, секущие комплекс Алаг-Хадни, обладают близким изотопным составом Nd-Sr ($\epsilon Nd_{(550)} = -1.1 \dots +3.5$; $^{87}Sr/^{86}Sr(550) = 0.6959-0.7042$) (рисунок 10). Подобные составы свойственны породам островных дуг.

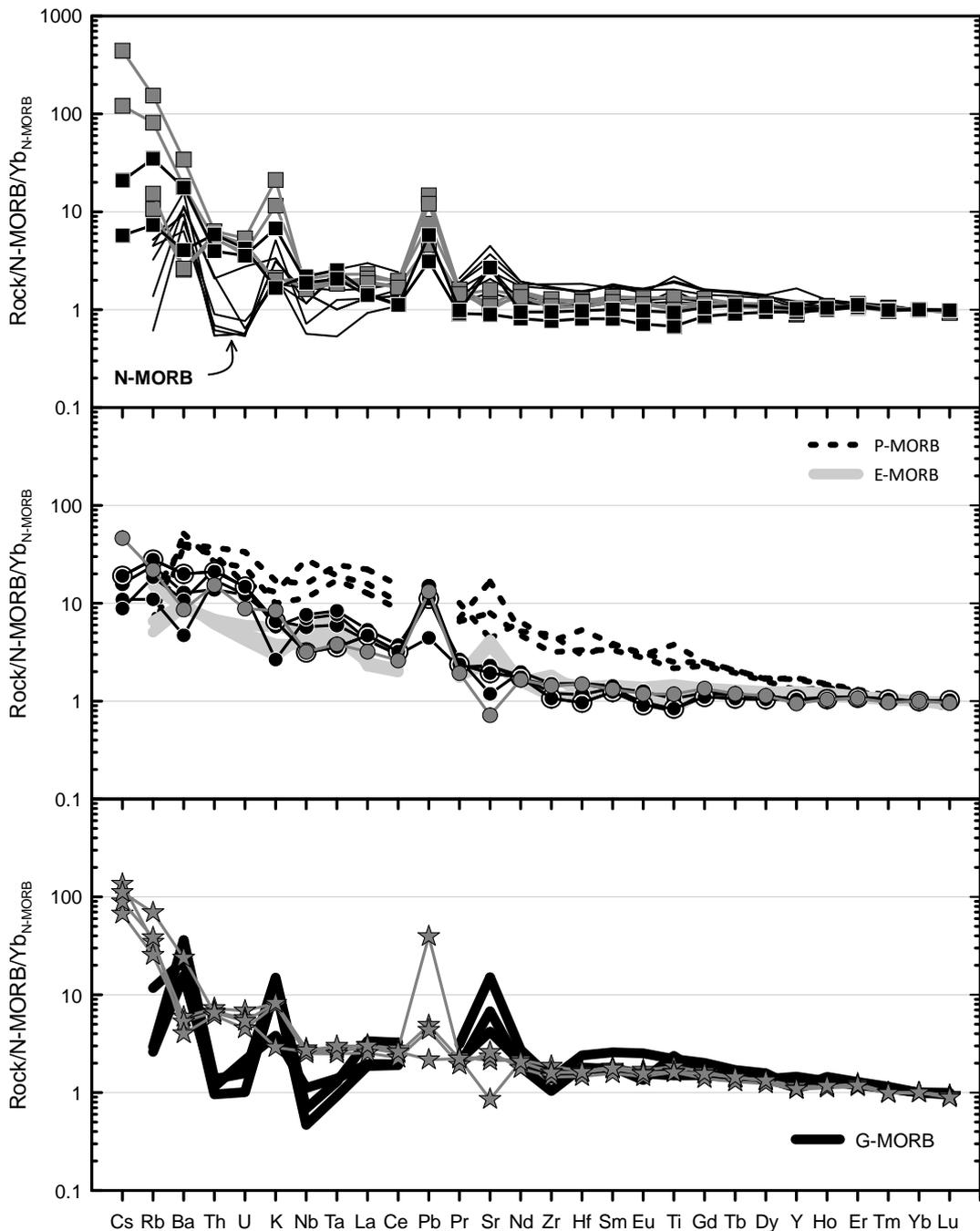


Рисунок 11 - Yb- и N-MORB-нормированные мультиэлементные диаграммы для амфиболитов и эклогитов комплекса Алаг-Хадни. Для сравнения приведены составы вулканитов N-, P-, E- и G-MORB типов из офиолитового комплекса Сарв-Абад [25]

В аккреционном комплексе Алаг-Хадни в ортогнейсах присутствуют слои амфиболитов. В амфиболитах установлены два типа распределения REE: с обеднением (La/Yb_N 0.79-0.82) и обогащением (La/Yb_N 2.31-2.99, La/Sm_N 1.89-2.24) легкими относительно тяжелых REE. Нормированные содержания HREE соответствуют 20-30 хондритовым уровням, что выше, чем в N-MORB и E-MORB. В обогащенных LREE амфиболитах наблюдается фракционирование средних REE относительно HREE с (Sm/Yb_N) от 1.16 до 1.34. Почти во всех образцах присутствует минимум Eu. В деплетированных LREE амфиболитах на кривой распределения несовместимых элементов

наблюдаются положительные аномалии Th, U, Nb-Ta, Zr-Hf и отрицательные – Ti относительно рядом расположенных REE (рисунок 11). В обогащенных LREE амфиболитах кривая распределения несовместимых элементов последовательно растет от Yb-Lu до Th-U и падает к Cs. При этом наблюдаются отрицательные аномалии Ti, Eu, Sr, K, Ba и положительные – Pb. В единичных образцах присутствуют также отрицательные аномалии Nb-Ta и Zr-Hf.

На диаграмме Th_N-Nb_N [19] точки состава амфиболитов лежат в области составов океанических базальтов, причем, деплетированные LREE – в поле N-MORB, а обогащенные LREE – в перекрывающихся полях E-MORB и P-MORB, однако на мультиэлементных диаграммах они подобны E-MORB, за исключением более высоких содержаний Th и U.

Амфиболиты характеризуются узким диапазоном первичных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7057–0.7097), рассчитанных на возраст 550 млн. лет (предполагаемый возраст аккреционных событий). Изотопный состав Nd варьирует более существенно – $\epsilon Nd(550) = +5.1 \dots -9.1$ (рисунок 10).

Амфиболиты Алаг-Хадни ассоциируют с эклогитами [23]. Протолиты эклогитов являются толеитовыми базальтами. Точки их состава на дискриминационной диаграмме Th_N-Nb_N [19] попадают в область океанических базальтов в поля N-MORB + G-MORB и E-MORB+P-MORB. Дискриминационная диаграмма $(Dy/Yb)_N-(Ce/Yb)_N$ [26] позволяет выделить среди эклогитов разности, подобные N-MORB и G-MORB. Таким образом – в аккреционном комплексе Алаг-Хадни присутствует ассоциация метаморфических пород – амфиболитов и эклогитов, протолиты которых могли образоваться из расплавов, подобных N-MORB, G-MORB и E-MORB. Обычно образование таких расплавов происходит в результате плавления астеносферной мантии: N-MORB и G-MORB образуются из резервуара «деплетированная мантия», E-MORB – из обогащенного источника. В G-MORB обогащение MREE относительно HREE интерпретируется как результат плавления мантийного источника, содержащего гранат [27]. Рассматриваются два варианта: 1) плавление шпинелевых лерцолитов, содержащих гранатовые пироксениты, 2) плавление гранатовых перидотитов [26]. Кроме того, рассматриваемые амфиболиты и эклогиты всех выделенных геохимических типов обогащены Th, U, Nb, Ta по сравнению с базальтами, образовавшимися из деплетированного и обогащенного источников астеносферной мантии. Эта обогащенность свидетельствует об участии в процессе плавления также вещества литосферной мантии. В последней классификации [28] описаны офиолиты континентальной окраины, представляющие собой новообразованную океаническую кору, которая формировалась во время раскола континента в зоне перехода океан-континент. Для офиолитов этого типа характерна ассоциация N-MORB, G-MORB и E-MORB

установленная нами для амфиболитов и эклогитов аккреционного комплекса Алаг-Хадни. Среди эклогитов и амфиболитов присутствуют образцы, в которых Th/Nb выше, чем в MORB. Кроме того, некоторые образцы амфиболитов и эклогитов имеют минимумы Nb, Ta на мультиэлементной диаграмме и нерадиоогенный изотопный состав Nd ($\epsilon\text{Nd}(t) < 0$). Такие геохимические особенности могут быть объяснены процессом контаминации исходных расплавов породами нижней и верхней континентальной коры. Это согласуется с предлагаемой геодинамической реконструкцией.

2.2 Адацагский офиолитовый комплекс (Монголо-Охотский пояс)

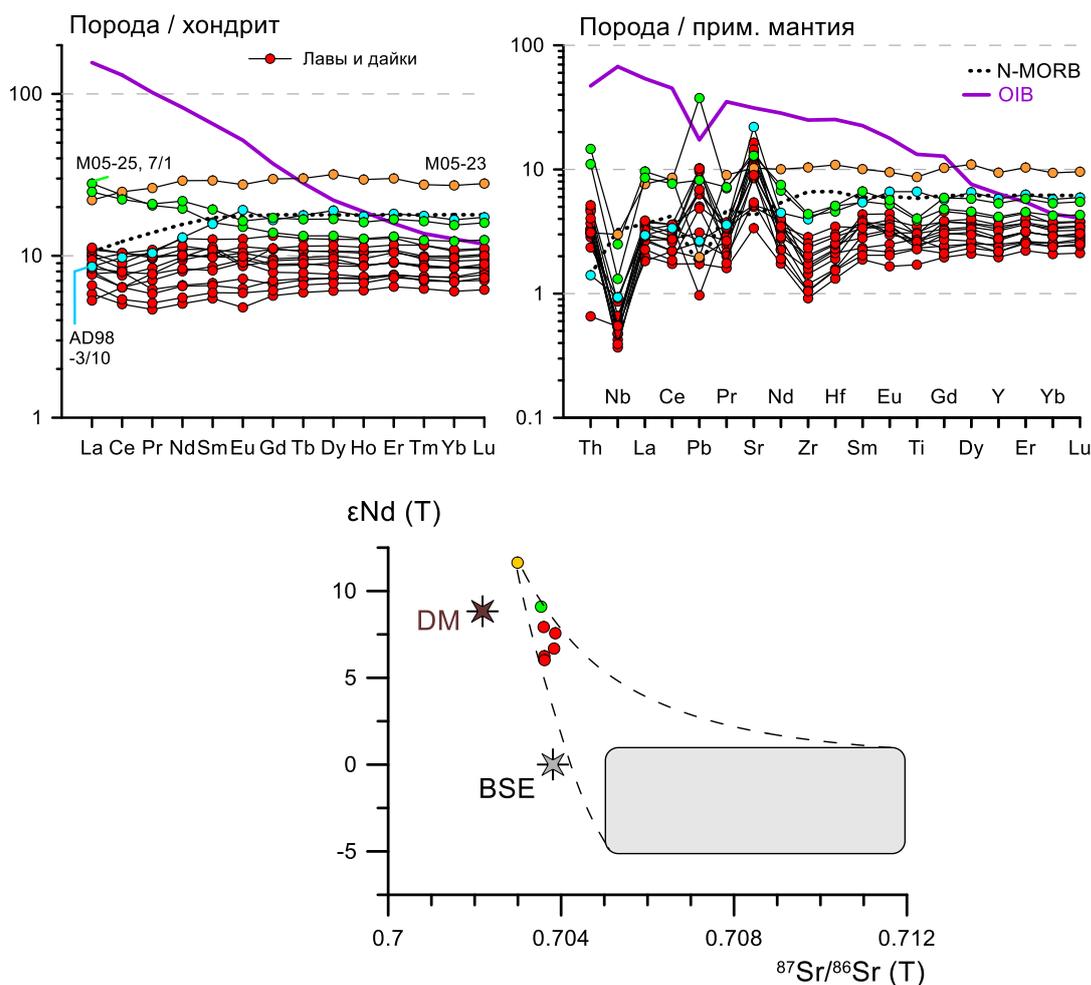
Проведено доизучение Адацагского офиолитового комплекса, который является фрагментом океанической литосферы в Монголо-Охотском поясе. Адацагский комплекс включает все члены офиолитовой последовательности: серпентинизированные мантийные перидотиты, основные-ультраосновные кумуляты (расслоенный комплекс), дайки и базальтовые лавы. Ранее установлен $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст циркона из дайки лейкократовых пегматоидных габбро ($325.4 \pm 1.1 \text{ Ma}$) [29], которые секут серпентинитовый меланж и, следовательно, фиксируют верхний возрастной предел формирования офиолитов Адацага.

Породы расслоенного комплекса представлены верлитами, пироксенитами и габбро. Они образуют выдержанные, близкие к линейным, тренды на диаграммах вариаций FeO_{tot} (2.5-14%; здесь и далее безводный состав), Al_2O_3 (6-26%), CaO (7-18%) по отношению к MgO (5-29%), обусловленные вариациями оливина, клинопироксена, плагиоклаза, и имеют умеренное содержание TiO_2 (0.1-0.5%). В габбро и пироксенитах наблюдается обеднение LREE либо ровный спектр REE, часто с положительной аномалией Eu. На мультиэлементных диаграммах присутствуют минимумы HFSE и максимумы Pb, Sr.

В пределах расслоенного комплекса наблюдаются многочисленные дайки порфировых толеитовых базальтов, пикробазальтов и пикритов. Дайковый комплекс представляет незначительные по площади отдельные выходы, сложенные долеритами, которые полностью изменены и характеризуются повышенным содержанием титанита (замещающего ильменит). Лавы представлены порфировыми и афировыми базальтами, реже андезибазальтами. Встречаются кластолавы, в которых присутствуют угловатые ксеногенные фрагменты долеритов и габбро с большим содержанием титанита, которые были захвачены из габбро-дайкового комплекса.

Дайки и лавы Адацагского офиолитового комплекса варьируют по составу от пикритов и пикробазальтов до базальтов и андезитов (47-55% SiO_2 , 10-20.5% Al_2O_3 , 8-12% FeO_{tot} , 3-15% MgO , 8-14.5% CaO , 0.04-0.15% P_2O_5). В большинстве проб наблюдаются низкие содержания TiO_2 (0.3-0.9%), в единичных пробах – большие содержания (1.4-1.8% TiO_2). По соотношениям Th–Co [20] породы соответствуют базальтам толеитовой серии. На

дискриминантной диаграмме $Nb_{N-MORB} - Th_{N-MORB}$ [26] большинство точек составов изученных даек и лав находится в поле IAT, единичные пробы имеют составы, перекрывающиеся с полями BABB и N-MORB. По отношениям $Th/Yb - Nb/Yb$ [21] большинство точек соответствует базальтам океанических дуг, а единичные пробы отличаются от них и близки к MORB-OIB последовательности. Большинству проб свойственен ровный спектр REE, обогащение LREE отмечается в двух пробах, обогащенных Th. На мультиэлементных диаграммах большинство образцов показывает минимумы HFSE, максимумы Pb и Sr при содержаниях HREE, Zr, Hf, Ti ниже, чем в N-MORB (рисунок 12).



Изотопные отношения пересчитаны на 400 млн. лет. Серым полем показан вероятный состав обогащенного субдукционного компонента

Рисунок 12 - Распределение REE и редких элементов в лавах и дайках Адацагского офиолитового комплекса (вверху) и изотопный состав Nd и Sr в этих породах (внизу)

По особенностям распределения несовместимых элементов преобладающее большинство даек и лав Адацага соответствует островодужным толеитовым базальтам (IAT) [30]. В образце долерита дайкового комплекса с наибольшим содержанием TiO_2 , напротив, наблюдается ровный спектр распределения на уровне $2 \cdot N-MORB$ с умеренной отрицательной аномалией Nb и отсутствием аномалий по другим элементам. Эти

геохимические особенности позволяют сопоставить данный образец с базальтами задуговых бассейнов (BABV) [31]. Наблюдаются также разности базитов, переходные между BABV и IAT.

В дайках и лавах Адацагского комплекса наблюдаются вариации изотопного состава Nd ($\epsilon\text{Nd}_{(400)} = +6.0 \dots +11.7$, наибольшее значение – в BABV-подобном долерите, а меньшие значения – в породах IAT-серии) (рисунок 12). Таким образом, изотопный состав Nd согласуется с распределением редких элементов. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(400)}$ варьируют слабо (0.7030-0.7039). Вариации изотопного состава Nd-Sr в дайках и лавах офиолитов Адацага можно интерпретировать в рамках их формирования из источника, близкого к деплетированной мантии (DM с $\epsilon\text{Nd}_{(400)} = +9.2$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(400)} = 0.702173$), модифицированного обогащенным субдукционным компонентом (расплавами или флюидами из субдуцирующей плиты).

Таким образом, важным результатом исследования Адацагского офиолитового комплекса является установление эволюции толеитового базальтового магматизма от умеренно-титанистого к низко-титанистому. На раннем этапе произошло формирование долеритов и соответствующих им кумулятов (габбро и пироксениты) из BABV, что отражает магматизм в задуговом бассейне. Поздний этап характеризуется широким развитием даек и лав островодужных толеитовых базальтов, причем дайки секут породы расслоенного комплекса, сформированные на первом этапе. В островодужных низко-титанистых толеитах Адацага часто присутствуют ксеногенные включения умеренно-титанистых долеритов и габбро, что также подтверждает эволюцию толеитового магматизма в сторону уменьшения содержания TiO_2 .

Офиолиты Адацагского комплекса относятся к типу задуговых-преддуговых офиолитов (backarc to forearc) по классификации [28]. Альтернативное предположение – принадлежность Адацагского комплекса к преддуговым офиолитам, для которых свойственно последовательное развитие от преддуговых базальтов (FAB; близки к MORB и BABV) к IAT и бонинитам, или от FAB к бонинитам [28]. Однако, отсутствие бонинитов в Адацагском комплексе позволяет исключить этот сценарий. BABV-IAT магматизм офиолитов Адацага отражает развитие системы задуговой бассейн-островная дуга, которая предшествовала масштабному надсубдукционному известково-щелочному магматизму в рассматриваемой части Монголо-Охотского океана [32].

Таким образом, установлен различный характер базитового магматизма офиолитов юго-западной Монголии и Монголо-Охотского пояса. Офиолиты Эрдэнэ-Уул формировались в задуговом бассейне и сложены породами толеитовой серии – базальтами задуговых бассейнов и их производными. В пространственно совмещенном аккреционном

комплексе Алаг-Хадни амфиболиты и эклогиты представляют собой метаморфизованные базальты N-MORB, G-MORB, E-MORB – фрагменты офиолитов переходной зоны океан-континент, возникшей при континентальном рифтогенезе. И офиолиты Эрдэнэ-Уул, и породы аккреционного комплекса Алаг-Хадни секутся дайками долеритов, микродиоритов и трахидолеритов известково-щелочной островодужной серии и фиксирующими этап надсубдукционного магматизма. В офиолитах Адацага зафиксирована смена магматизма от базальтов задуговых бассейнов к деплетированным толеитовым базальтам островных дуг. Надсубдукционные офиолитовые комплексы Эрдэнэ-Уул и Адацага принадлежат к задуговым или переходным от задуговых к островодужным комплексам, и отличаются от типичных бонинит-содержащих офиолитов преддугового типа, сформированных на этапе зарождения субдукции.

Раздел 3 Изучение химического и микроэлементного состава щелочно-ультраосновных, щелочно-гранитных и риолитовых магм, связанных с внутриплитным магматизмом и континентальным рифтогенезом для северо-восточной части Алтае-Саянской складчатой области, рифтогенных впадин Центральной Монголии и Магеллановых гор

3.1 Изучение химического и микроэлементного состава щелочно-ультраосновных комплексов, связанных с внутриплитным магматизмом северо-восточной части Алтае-Саянской складчатой области

Определение взаимного размещения и границ между кратонами в пределах суперконтинентов на протяжении многих лет остаётся одной из актуальных проблем палеогеодинамики. С одной стороны, реконструкции границ опираются на сочетания палеомагнитных и геологических данных, с другой стороны, используется положение и данные о возрасте индикаторных магматических комплексов на границах кратонов.

В последние десятилетия в результате проведения комплексных исследований ведущими международными научными коллективами [33-36; и др.] удалось получить убедительные свидетельства существования неопротерозойского суперконтинента Родиния, установить временные этапы, механизмы и последовательность событий, приведших к его образованию и распаду. Время распада суперконтинента в свою очередь служит отправной точкой для оценки времени заложения Палео-Азиатского океана, в результате развития которого произошло формирование Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Одними из признанных индикаторов раскола суперконтинентов считаются поясовые рифтогенные проявления внутриплитного магматизма на границах кратонов, фиксирующие зоны транслитосферных расколов [37,38].

В западной части Восточного Саяна в зоне сопряжения структур Сибирского кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса широко распространены интрузии основного-ультраосновного состава, с которыми тесно ассоциируют дайки щелочных сиенитов. Ранее их относили к габбро-пироксенитовой [39] или перидотит-пироксенит-габбровой формациям [40] рифтогенных структур ЦАСП.

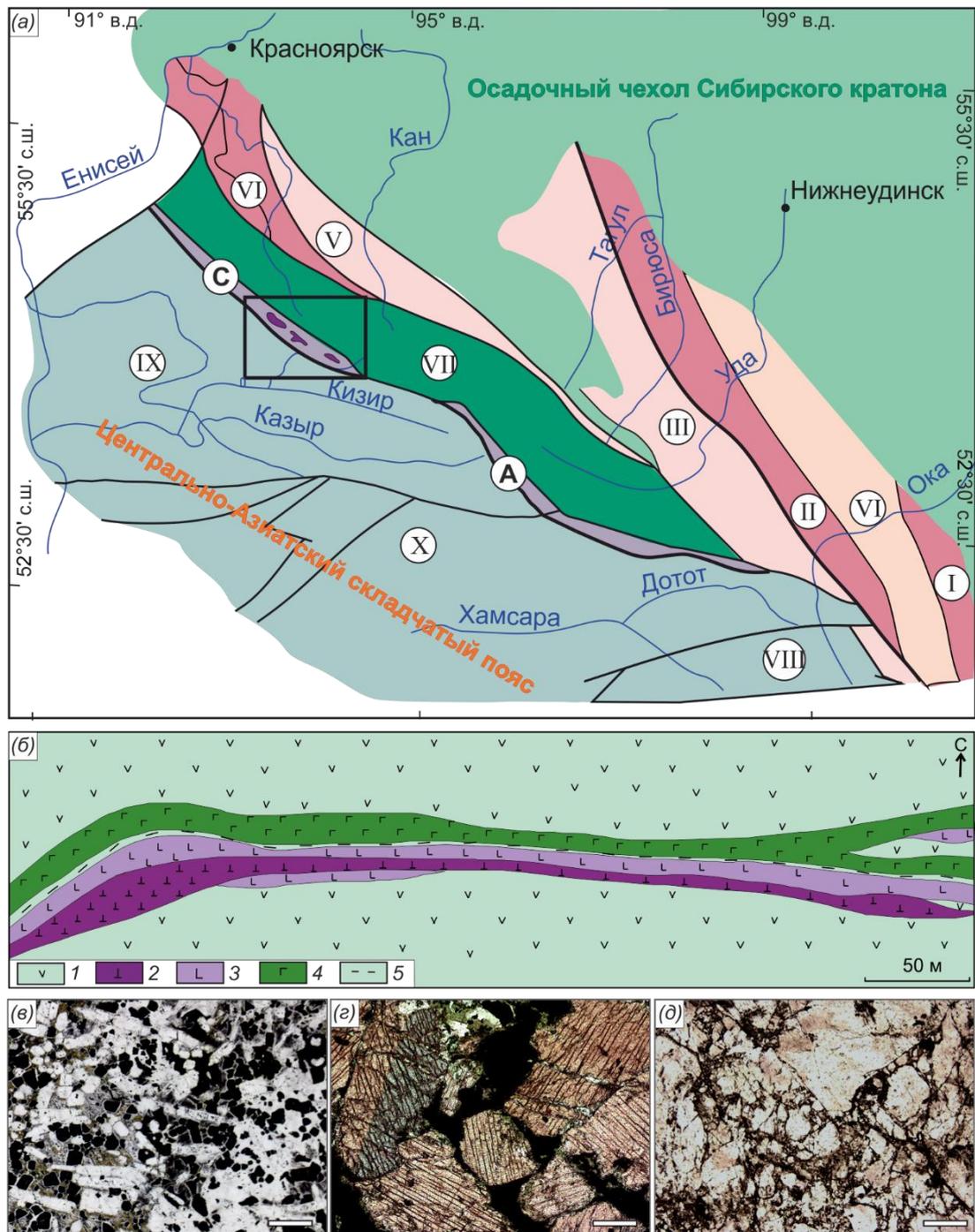
В 2022 году в результате проведения комплекса исследований предложен новый взгляд на формационную принадлежность и геодинамическую обстановку формирования этих интрузий, получены данные о возрасте, свидетельствующие об их образовании в неопротерозое.

На западе Восточного Саяна в зоне сочленения Дербинского блока Саяно-Енисейского аккреционного пояса по [41] и Сисимо-Казырской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) (рисунок 13а) располагается Лысанский

интрузивный комплекс. Он протягивается более чем на 150 км от истоков р. Дербиной до верхнего течения р. Шинда. В районе р. Сисим он разделяется на две ветви: Лысанскую, вытянутую вдоль осевой линии Манского белогорья через гонец Лысан и Кедранский хребет, и параллельно идущую Колпинскую ветвь.

Массивы комплекса имеют форму вытянутых в северо-западном направлении линзо- или пластообразных тел протяженностью до 5 км и мощностью до 300 м. Интрузии сложены рудными оливинитами, пироксенитами и габбро, которые рассечены дайками и жилами щелочных сиенитов. На контактах с вмещающими породами развиты зоны милонитизации и катаклаза. Вмещающими породами для них являются отложения кувайской серии, за пределами которой они не встречены. Кувайская серия с угловым несогласием, а иногда с постепенным переходом залегает на нижнепротерозойских образованиях карбонатно-терригенной дербинской серии. Она делится на три толщи: урманскую - терригенно-вулканогенного состава; манскую – карбонатно-сланцевую; и бахтинскую – вулканогенно-осадочную. Интрузии Лысанского комплекса преимущественно распространены в пределах верхней части серии в бахтинской толще, отложения которой образуют полосу шириной 4-5 км, смятую в изоклинальные складки северо-западного простирания. Она сложена эффузивными породами, преобразованными в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, переслаиваемыми с линзами известняков и микрокварцитов. В метаэффузивах часто наблюдается шаровая отдельность, свидетельствующая об их подводном излиянии. Кроме того, в них выделяются прослой хлорит-серицитовых и углистых сланцев, амфиболиты с линзами известняков и карбонатно-хлоритовых сланцев, плагиогнейсов, прослоев кварцитов и битуминозных известняков.

Самый крупный Подлысанский массив расположен на водоразделе р. Балахтисон, притока р. Шинды и руч. Подлысанского – правого притока р. Сисим. Он представляет собой три кулисообразно расположенных линзы апооливинитовых серпентинитов и пироксенитов, рассеченных телами габброидов и щелочных сиенитов. На глубину наблюдается выклинивание тел оливинитов и пироксенитов и увеличение мощности габброидов. Контакты между телами пород, также, как и с вмещающими – тектонические. Оливиниты северной части массива прорываются многочисленными жилами щелочных сиенитов. В южной части массива, на участке Пирамида крупная дайка щелочных сиенитов, мощностью около 10 м, пересекает как перидотиты, так и пироксениты с габброидами.



(а): Римскими цифрами обозначены (по [41,42]): I-II выступы Сибирского кратона: I – Шарыжалгайский, II – Бирюсинский; III – Алхадырский блок, IV – Урикско-Ийский грабен, V-VII структуры Саяно-Енисейского аккреционного пояса: V - Канский блок, VI – Шумихинско-Кирельский и Арзыбейский блоки, VII – Дербинский блок; VIII-XI структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса: VIII - Хойто-Окинский террейн, IX – Хамсаринский террейн, X -Сисимо-Казырский террейн. Буквами обозначены (по [43]): А – Ашкасохский прогиб; С – Сисимский прогиб. (б): 1 – амфиболиты бахтинской толщи, 2 – рудные оливиниты, 3 – клинопироксениты, 4 – габброиды, 5 – актинолититы. (в-г) Микрофотографии пород, поляризаторы параллельны, масштабный отрезок соответствует 1 мм: (в) – рудный оливинит, (г) – клинопироксенит, (д) – щелочной сиенит.

Рисунок 13 - Положение интрузий Лысанского комплекса (черный прямоугольник) в структурах юга Сибири (а), геологическая карта Кедранского массива (б) и основные разновидности пород (в-д)

Кедранский массив расположен в пределах одноименного хребта на водоразделе рек Балахтисон-Малая Шинда. Он состоит из нескольких параллельных выдержанных по мощности пластообразных тел северо-западного простирания. Самое крупное тело (рисунок 13б) сложено габброидами, рудными пироксенитами и рудными серпентинизированными оливинитами. В перидотитах Кедранского массива отмечаются самые богатые титаномагнетит-ильменитовые руды.

Ультраосновные породы в составе Лысанского комплекса представлены рудными оливинитами. Породы мелкозернистые с директивными текстурами, директивность выражена ориентированным расположением вытянутых кристаллов оливина или псевдоморфоз серпентина. Микроструктура оливинитов изменяется от панидиоморфной до сидеронитовой (рисунок 13в). В небольших количествах присутствуют ксеноморфные кристаллы клинопироксена, которые замещаются роговой обманкой. Руды представляют собой тесные срастания титаномагнетитов и ильменитов. В титаномагнетитах наблюдаются структуры распада в виде тонких ламелей ильменита.

Вторыми по распространенности породами являются клинопироксениты – среднезернистые породы, состоящие из титанавгита, феррокерсутита и ильменита (рисунок 13г). Количество феррокерсутита в пироксенитах меняется от первых до 50 об. %, взаимоотношения между пироксеном и феррокерсутитом свидетельствуют об образовании амфибола на последних стадиях магматического процесса. В породах отсутствует титаномагнетит, при этом рудные минералы представлены ильменитом.

Габброиды состоят из плагиоклаза, титанавгита, керсутита и ильменита. Первичные плагиоклазы и клинопироксены сохранились только в реликтах. Для них характерны полосчатые текстуры, гипидиоморфнозернистые и пойкилитовые структуры.

Щелочные сиениты представляют собой лейкократовые породы, в которых из первичных минералов сохранился только плагиоклаз (рисунок 13д), темноцветные минералы замещены биотит-карбонатными агрегатами. Внутри отдельных зерен плагиоклаза наблюдаются мелкие червеобразные вроски нефелина. Акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом. Породы рассечены тонкими карбонатитовыми прожилками, в которых сиениты присутствуют в виде обломков. Карбонатиты состоят из кальцита, сидерита, бастнезита, паризита, фторапатита и монацита.

Нами впервые изучен состав оливинов рудных оливинитов (таблица 1), который характеризуется 18-20 % содержанием фаялитового компонента, очень низкими концентрациями NiO (<0.15), MnO (0.20-0.30 мас. %), постоянной примесью CaO (0.15-0.46 мас. %). Состав клинопироксенов в оливинитах, клинопироксенитах и габброидах близок и отвечает титан-авгиту. Содержания TiO₂ в них достигают 4.2 мас. %, Al₂O₃ – 7.4-7.7 мас. %,

Na₂O до 0.4 мас. %. Феррокерсутит характеризуется умеренной магниальностью (Mg# = 0.4), содержит высокие количества TiO₂ (до 6.0 мас. %) и умеренное - K₂O (до 1.0 мас. %). Состав реликтовых плагиоклазов в габброидах отвечает лабрадору (An₅₀₋₆₀). В щелочных сиенитах состав плагиоклаза соответствует альбиту и олигоклазу (An₁₀₋₁₅).

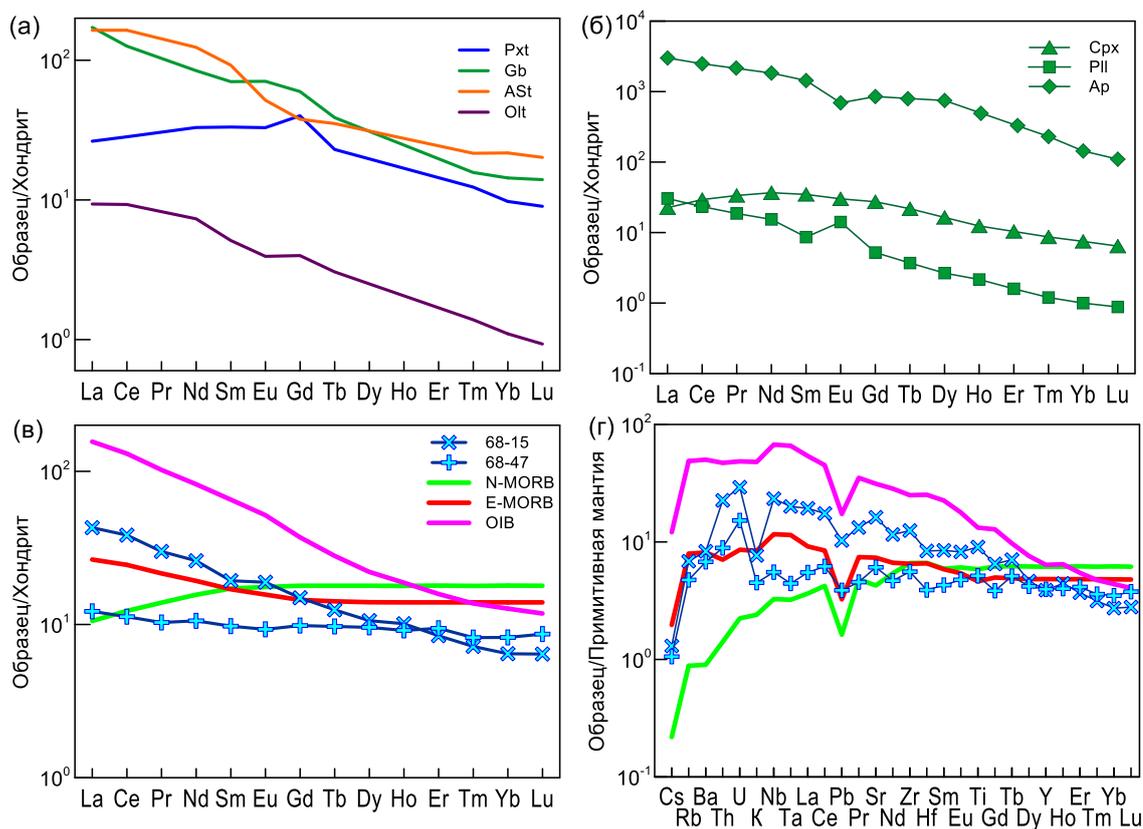
Таблица 1 – Состав оливинов рудных оливинитов (мас. %)

Образец	7831-1	7831-2	7831-3	7831-4	7831-5	7831-6	7831-7	7831-8
SiO ₂	38.68	38.90	39.17	39.00	39.47	39.36	39.31	39.22
FeO	19.58	19.46	19.06	18.70	17.96	18.24	18.20	18.45
MnO	0.28	0.28	0.32	0.31	0.26	0.28	0.31	0.30
MgO	40.75	41.11	41.03	41.24	42.57	41.89	41.89	41.84
CaO	0.19	0.18	0.19	0.28	0.20	0.20	0.24	0.21
NiO	0.15	н.о.						
Total	99.63	99.93	99.77	99.53	100.46	99.97	99.94	100.01
Формульные количества на 4 O								
Si	1.00	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Fe	0.42	0.42	0.41	0.40	0.38	0.39	0.39	0.39
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.57	1.57	1.57	1.57	1.61	1.58	1.59	1.59
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni	0.00							
Total	3.00	2.99	3.00	2.98	3.00	2.98	3.00	2.99

Примечание. Н.о. - ниже предела обнаружения.

Для всех ультраосновных и основных пород Лысанского комплекса характерно повышенное содержание TiO₂, что связано с присутствием в них титаномагнетит-ильменитовых руд. При этом его содержание (мас. %) в оливинитах варьирует в диапазоне 2.5-6.5, в пироксенитах – 3.8-8.7, в габброидах – 1.3-4.8. Оливинитам присущи очень низкие содержания щелочных, редких и РЗЭ (рисунок 14а). Клинопироксениты и габброиды характеризуются повышенной щелочностью (Na₂O+K₂O = 2.0-5.8 и 1.8-6.9 мас. %, соответственно). Высокая щелочность габброидов подчеркивается присутствием в нормативном составе нефелина. В габброидах, кроме того, отмечается высокое содержание P₂O₅ (до 1.9 мас. %). Щелочные сиениты характеризуются преобладанием Na₂O над K₂O и величиной коэффициента агпаитности – 0.6-0.8.

Для всех типов пород характерно обогащение легкими редкими землями (рисунок 14 а) и субпараллельное положение нормированных по хондриту спектров редкоземельных элементов (РЗЭ). Судя по характеру распределения РЗЭ в минералах (рисунок 14б), основными минералами концентраторами РЗЭ в оливинитах, габброидах и сиенитах является апатит, а в пироксенитах – клинопироксен.



(а) – для пород Лысанского комплекса; (б) – для минералов из габбро Лысанского комплекса; (в-г) – для metabазальтоидов из бахтинской толщи. ASt – щелочной сиенит; Pxt – клинопироксенит, Gb – габбро; Olt – рудный оливинит; Cpx – клинопироксен; Ap – апатит; Pl – плагиоклаз; OIB – базальты океанических островов; E-MORB – срединно-океанические базальты обогащенные; N-MORB – срединно-океанические базальты нормальные (данные по [16]).

Рисунок 14 – Графики нормированного распределения редкоземельных и редких элементов

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование. Для изотопного датирования пород Лысанского интрузивного комплекса были выделены феррокерсутиты из пироксенитов Кедранского массива. В возрастном спектре образца 68-32 выделяется надёжное плато, характеризующиеся 98 % выделенного ^{39}Ar , в диапазоне $644,7 \pm 5,2$ млн лет (рисунок 15), что может соответствовать времени закрытия K-Ar изотопной системы минерала.

Амфиболиты бахтинской толщи, вмещающие массивы Лысанского интрузивного комплекса, образованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. О принадлежности протолита амфиболитов к основным эффузивам свидетельствует отсутствие закономерного положения в осадочных ритмах, значительная протяженность тел при относительно небольшой мощности, реликты магматических структур – офитовой и порфировой. В целом для metabазальтоидов характерны низкая щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2,2\text{-}2,7$ мас. %), умеренные содержания TiO_2 (1,0-1,9 мас. %). При этом для одних пластовых тел характерны повышенные содержания Ni и Cr (320 и 1500 г/т, соответственно), для других низкие – 600 и 120 г/т, соответственно.

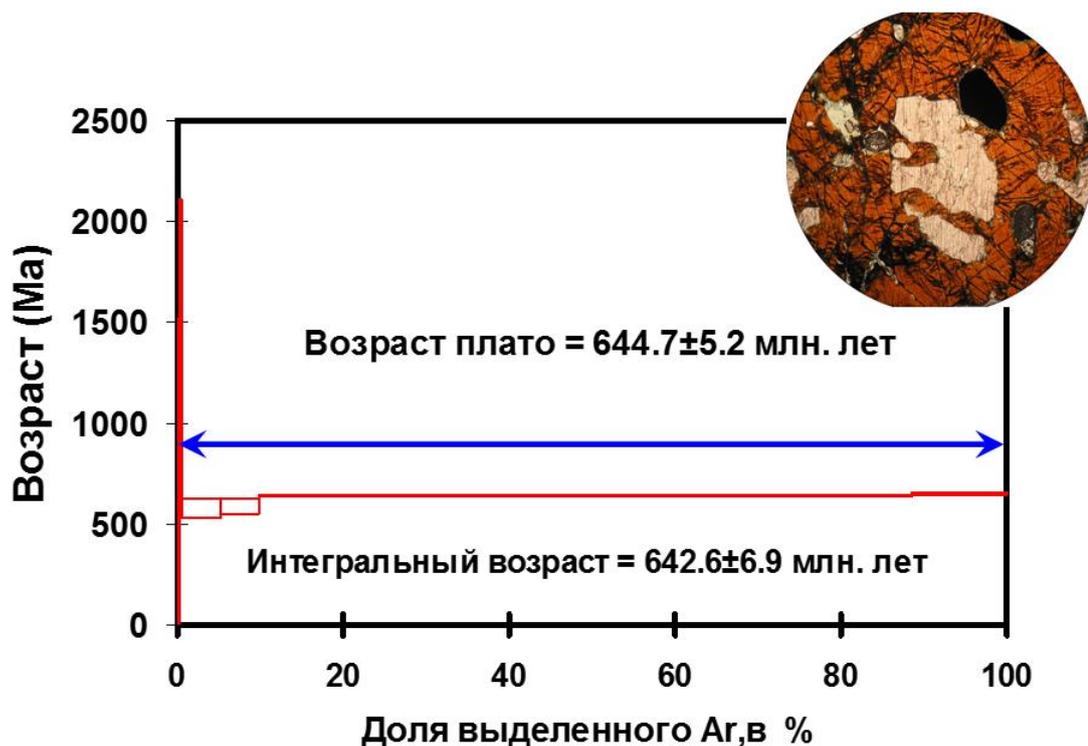


Рисунок 15 - Возрастной Ag-Ag-спектр феррокерсутита из рудного пироксенита

На диаграммах распределения РЗЭ (рисунок 14 в, г) первые по уровню содержания цериевой группы РЗЭ ближе к E-MOR базальтам, а вторые – демонстрируют плоский спектр РЗЭ на уровне 10 хондритовых отношений.

Как уже отмечалось выше формационная принадлежность пород комплекса достаточно долго оставалась дискуссионной. Одним из принципиальных вопросов являлось определение происхождения и места ультраосновных пород в составе массивов [39,40] и геодинамическая природа метаэффузивов бахтинской толщи. Полученные новые данные по геохимии и минералогии пород Лысанского интрузивного комплекса позволяют отнести их к образованиям щелочно-ультраосновных комплексов. Большинство массивов таких комплексов (Ковдор, Африканда, Ингили и др.) имеет концентрически-зональное строение и, в зависимости от уровня эрозионного среза, в них преобладает тот или иной тип пород. Массивы Лысанского интрузивного комплекса по набору пород и составу минералов наиболее близки к массиву Лесная Варака (Кольская щелочная провинция), геологическое строение которого существенно отличается от других массивов этой провинции [44]. В его составе, также, как и в изученных интрузиях, присутствуют рудные оливиниты и пироксениты, а также дайки щелочных сиенитов. Зона, в которой распространены породы Лысанского комплекса, находится на сопряжении двух крупных структурных единиц, что объясняет присутствие во вмещающей толще метабазальтоидов с различными геохимическими метками и тектонические контакты массивов Лысанского щелочно-ультраосновного комплекса с вмещающими толщами.



Рисунок 16 – Неопротерозойские щелочно-ультраосновные комплексы, ассоциирующие с распадом Родинии

Полученный возраст пород Лысанского интрузивного комплекса ($644,7 \pm 5,2$ млн лет) укладывается в диапазон 670-630 млн лет, который рассматривается как возраст максимальной внутриплитной активности вдоль края Сибирского кратона [38], связанной с геодинамическими событиями распада суперконтинента Родиния. Образованные в этот период многочисленные неопротерозойские рудоносные (Nb, Ta, U и PЗЭ) щелочно-карбонатитовые комплексы [37,38,45] прослеживаются по всему протяжению южной окраины Сибирского кратона от Алданского щита до Енисейского края.

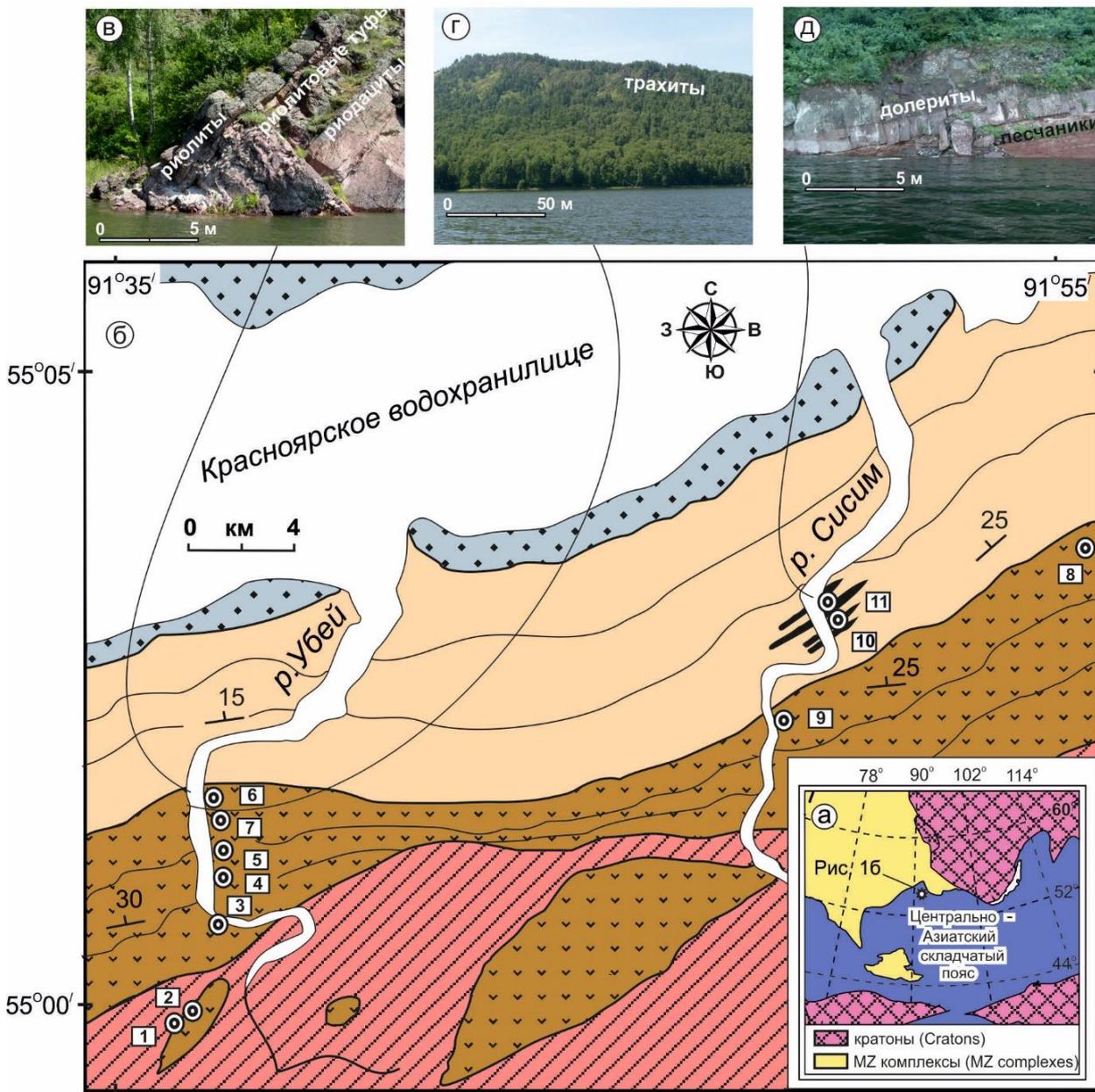
Таким образом в результате работ 2022 года получены новые данные о формационной принадлежности и первые сведения о возрасте образования пород Лысанского интрузивного комплекса, расположенного в зоне сочленения Дербинского блока и Сисимо-Казырской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса. Показано, что породы комплекса обладают сходством с интрузиями щелочно-ультраосновной формации. Кроме того, выявлены предпосылки для обнаружения в породах комплекса редкометалльного оруденения, что повышает экономический потенциал данного региона.

3.2 Определение механизмов формирования девонских антидромных магматических серий в Минусинском прогибе по геохимическим и изотопным данным

Антидромные магматические серии объединяют в себя спектр пород разных фаций глубинности, связанных между собой в ходе магматической эволюции постепенным убыванием содержаний SiO_2 . Они являются частным случаем непрерывных магматических серий, для которых SiO_2 применяется как индекс дифференциации. Интерес к таким сериям вызван следующими причинами. Во-первых, прослеживаются аналогии петрологических механизмов формирования непрерывных серий с закономерностями развития континентальной коры Земли, рассмотренных в работах [46,47]. Так, в упрощенном виде образование континентальной коры включает в себя многоступенчатый цикл: частичное плавление перидотитовой мантии – появление базальтовых расплавов – зарождение магматических камер – фракционирование и возникновение остаточных высококремниевых расплавов – удаление из магматической системы тугоплавкого рестита – кристаллизация – появление сиалических пород. Повторный цикл приводит к увеличению доли сиалических пород и росту континентальной коры. Во-вторых, непрерывные магматические серии маркируют современные обстановки преобразования коры, прежде всего конвергентные границы, но кроме того, могут реализоваться и во внутриплитовых континентальных областях [48]. На конвергентных границах, как известно, широко проявились умеренно-щелочные высокоглинозёмистые серии. Эти серии, которые достаточно хорошо изучены в вещественном плане, принято относить к индикаторным для активных континентальных окраин. Во внутриплитовых континентальных рифтовых областях объём таких серий значительно меньше, поскольку здесь широко распространены щелочные серии, источники которых близки к составу мантийных источников. Именно эта связь позволяет говорить о специфике формирования непрерывных серий во внутриплитных условиях и сопоставлять механизмы их формирования с мантийными плюмами. Это имеет важное значение при палеогеодинамических реконструкциях и оценке воздействия мантийных плюмов на древнюю метасоматизированную мантию. Таким образом, построение моделей происхождения антидромных магматических серий относится к числу фундаментальных геологических и геохимических задач, поскольку тесно связано с характеристикой эндогенных процессов, включающих рост континентальной коры и её взаимодействие с веществом верхней мантии Земли.

Породы антидромной Сисимской серии участвуют в строении одноимённого магматического ареала Минусинского прогиба Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 16а). Породы ареала обнажаются в береговых разрезах Красноярского

водохранилища, несогласно налегают на додевонские геологические комплексы Восточного Саяна и перекрываются послезиветскими терригенными отложениями. Девонские вулканические породы в плане образуют подкову, выгнутую на восток, падение покровов на северо-запад к центру впадины (рисунок 176).



1 – осадочные породы (C₁); 2 – осадочные породы (D); 3 – базальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты, трахиты, трахидациты, риодациты, риолиты Сисимской серии; 4 – долеритовые силлы Сисимской серии.

Рисунок 17 - (а) Расположение Сисимского ареала Минусинского прогиба в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса; (б) Схема геологического строения Сисимского ареала; (в) Риолитовые и риодацитовые потоки, которые разделены туфами; (г) Панорама трахитового покрова; (д) Нижний контакт долеритового силла с песчаниками

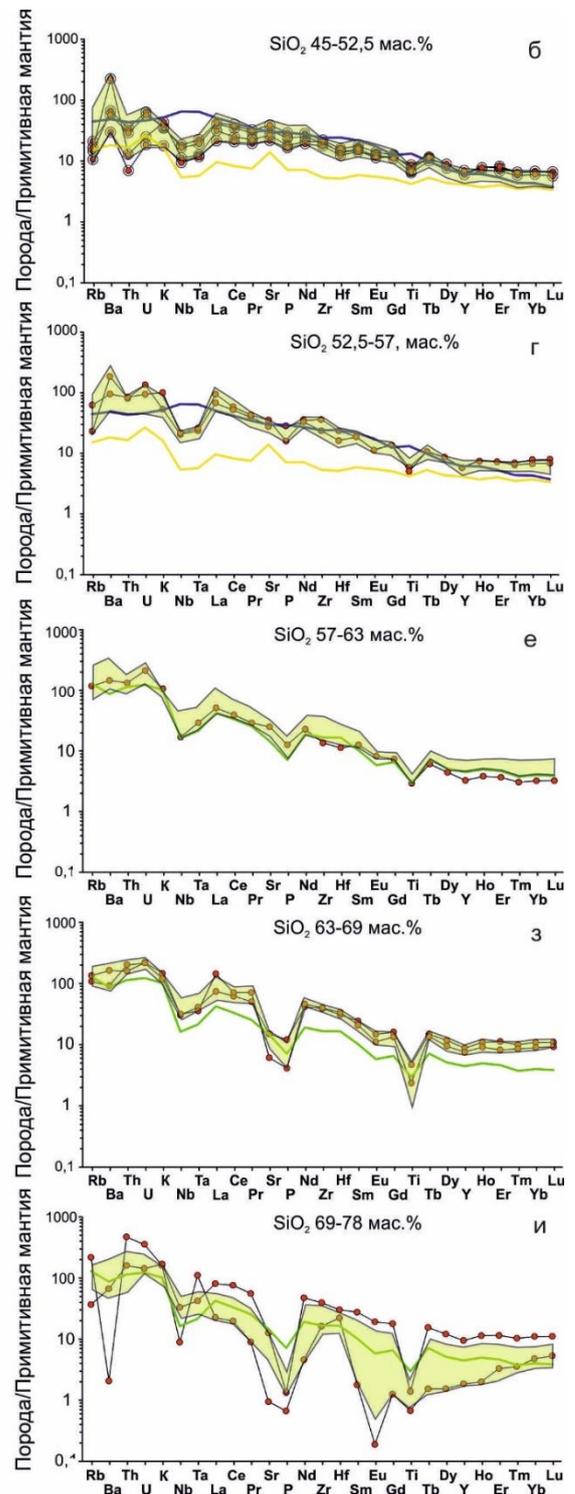
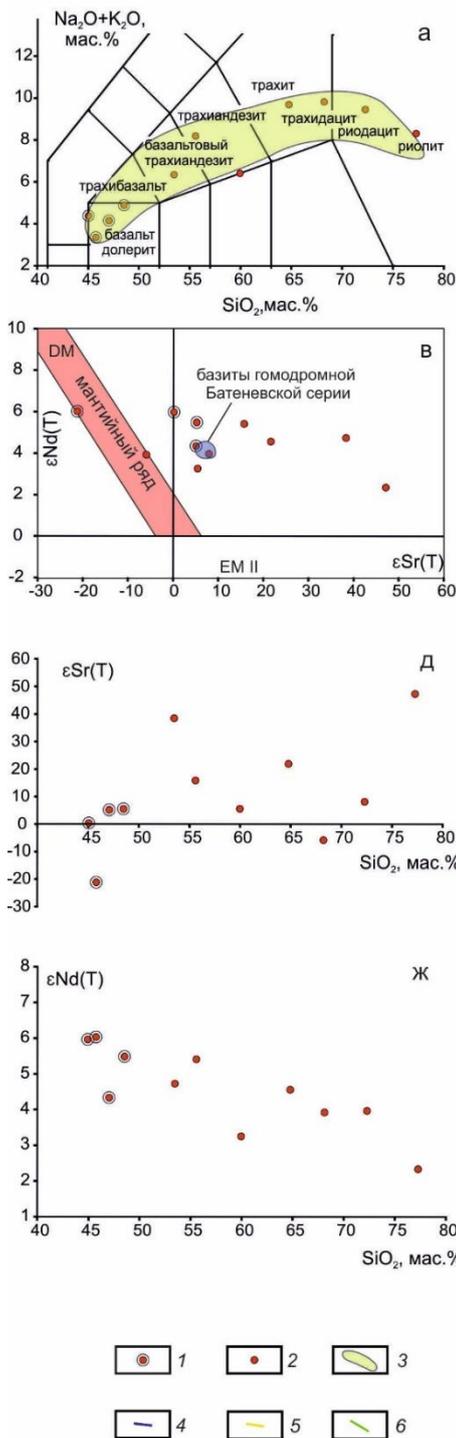
Магматические породы Сисимской серии вскрыты в разрезах по рр. Убей и Сисим, которые имеют двухчленное строение. Нижние части (1100-1500 м) разрезов представлены вулканопирокластической толщей, которая сложена лавами, туфами, туфоигнимбритами и взрывными брекчиями переслаивающихся трахидацитов, риодацитов, риолитов (рисунок 17в), трахитов (рисунок 17г) и трахиандезитов. В верхних горизонтах этих частей разрезов появляются редкие покровы базальтовых трахиандезитов и базальтов. Верхние части (800 м) разрезов представлены терригенно-осадочными отложениями нижне-среднего девона, согласно перекрывающими вулканопирокластическую толщу. В разрезе по реке Сисим сосредоточены, по меньшей мере, четыре силла долеритов (рисунок 17д), каждый из которых варьирует по мощности от 20 до 80 метров.

Учитывая отсутствие стратиграфических несогласий между вулканитами, пирокластикой и осадками и геологические свидетельства внедрения силлов в слаболитифицированные осадочные породы [49], одновозрастность всех геологических комплексов Сисимской серии не вызывает сомнений. Их возраст установлен U-Pb методом по циркону из трахириолитов и составил 407.5 ± 0.2 млн лет [50].

TAS классификация пород и петрография. Согласно классификационной TAS-диаграмме (рисунок 18а) составы пород Сисимской серии варьируют в диапазоне 45–78 мас. % SiO_2 , в области пород умеренно-щелочного ряда. Породы разделены на три группы в зависимости от SiO_2 , мас. %: 1) базиты, $45 < \text{SiO}_2 < 52,5$; 2) промежуточные породы, $52,5 < \text{SiO}_2 < 65$; 3) сиалические породы, $65 < \text{SiO}_2 < 78$.

Базиты представлены умеренно-щелочными базальтами и долеритами. Они состоят из авгита, плагиоклаза (An_{50-65}) и оливина. Среди этих пород обнаруживаются нефелин-нормативные разновидности с содержанием нефелина по CIPW до 5,6 мас. %, однако модальный нефелин в них отсутствует.

Базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты и трахиты отнесены к промежуточным породам, трахидациты, риодациты и риолиты - к сиалическим породам. Базальтовые трахиандезиты и трахиандезиты близки между собой по минеральному составу. Породообразующие минералы представлены авгитом и зональным плагиоклазом (в ядре – An_{45-50} , по периферии – An_{35-45}), реже щелочным полевым шпатом с пертитовым строением и хлоритизированных тёмноцветных минералов (амфибола, биотита). В трахитах уменьшается доля авгита, но увеличивается доля щелочного полевого шпата, который обладает пертитовым строением и зонального плагиоклаза (в ядре – An_{25-30} , по периферии – An_{10-25}), редко встречается кварц. Трахидациты, риодациты и риолиты сложены щелочным полевым шпатом, кварцем и кислым плагиоклазом в различных пропорциях.



1 - базиты Сисимской серии; 2 - промежуточные и сиалические породы Сисимской серии; 3 - породы Батеневской серии [51]; 4 - базальты океанических островов, OIB [Sun, McDonough, 1989]; 5 - базальты островных дуг, IAB [52]; 6 - верхняя континентальная кора, UCC [47]

Рисунок 18 - (а) TAS диаграмма [53]; (б,г,е,з,и) Спайдер-диаграммы, нормировка на состав примитивной мантии [54]; (в) Диаграмма $\epsilon\text{Sr}(T) - \epsilon\text{Nd}(T)$, значения ϵ пересчитаны для $T = 405$ млн лет, DM - деплетированная мантия, EMII – мантия обогащённая радиогенным стронцием [55]; (д) Диаграмма $\epsilon\text{Sr}(T) - \text{SiO}_2$ (мас.%) ; (ж) Диаграмма $\epsilon\text{Nd}(T) - \text{SiO}_2$ (мас.%)

Редкие элементы в породах. Спектры распределения редких литофильных элементов в базитах Сисимской серии имеют сложную конфигурацию, отвечающую как характеристикам OIB, так и IAB (рисунок 18 б). С первыми их сближают высокие содержания литофильных элементов, типичные для обогащённых мантийных источников [54]. Со вторыми - отрицательные аномалии Nb, Ta, Ti и слабая дифференциация REE, что является признаком умеренно обогащённых H₂O-насыщенных магм, образующихся в субдукционных условиях [52].

В промежуточных и сиалических породах содержания несовместимых элементов повышаются, в целом сохраняя те же особенности, которые проявляются в базитах. Сохраняются Nb, Ta, Ti минимумы и высокие содержания U (рисунок 18г,е,з,и). Кроме того в породах с SiO₂ более 63 мас. % (рисунок 18з,и) появляются дополнительные минимумы по Ba, Sr и P. По мере увеличения SiO₂ в Сисимской серии крайне слабо проявлено накопление несовместимых элементов, при этом составы промежуточных пород либо приближены к составу верхней континентальной коры, либо слабо превышают его. Сиалические породы с содержанием SiO₂ более 69 мас. % характеризуются широким диапазоном вариаций несовместимых элементов. Среди них выделяются низкощелочные риолиты, которые в наибольшей степени обеднены Ba, Sr, P, Ti, LREE (рисунок 18и).

Изотопы Sr и Nd в породах. Первичные значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr варьируют от 0,702537 до 0,704401 (εSr от -21,2 до 5,3) в базитах, и от 0,703615 до 0,707351 (εSr от -5,9 до 47,2) в промежуточных и сиалических породах. Наиболее низкие значения εSr(T) имеет наиболее магнезиальный долерит, MgO = 8,13 мас. %; наиболее высокое значение εSr (47,2) имеет низкощелочной риолит, SiO₂ = 77,30 мас. %, Na₂O+Na₂O = 8,30 мас. %.

Первичные значения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd варьируют от 0,512335 до 0,5124221 (εNd от 4,3 до 6,0) в базитах и от 0,512233 до 0,512391 (εNd от 2,3 до 5,4) в промежуточных и сиалических породах. Наблюдается отчетливый тренд снижения величины εNd по мере роста содержания SiO₂.

Магмообразование и источники. Основные проблемы образования пород с широким диапазоном SiO₂ касаются оценок состава мантийных, коровых или мантийно-коровых источников магматических расплавов. При анализе мантийных источников различия в составе магм объяснимы несколькими факторами: мантийной гетерогенностью, разной степенью частичного плавления мантийного субстрата или его плавлением на разных глубинах, фракционной кристаллизацией базитовых магм мантийной природы или воздействием мантийного плюма на метасоматизированную литосферную мантию. При оценке коровых и мантийно-коровых магматических источников предполагается плавление коровой среды, либо смешение базитовых мантийных магм и продуктов их

фракционирования с сиалическими расплавами, образованными в ходе анатектического плавления вещества коры. При подобных взаимодействиях анатектические магмы не обогащаются (или даже обедняются) несовместимыми элементами и их состав напрямую зависит от состава вмещающих коровых пород.

Приводимые данные для Сисимской серии слишком ограничены, чтобы количественно протестировать модель магматической эволюции, но достаточны для того, чтобы оценить степень участия фракционирования базитовых магм и плавления коровых субстратов с помощью спайдер-диаграмм и зависимостей $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T}) - \epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$, $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T}) - \text{SiO}_2$, $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) - \text{SiO}_2$.

Прежде всего, необходимо отметить сходство между базитами антидромных и гомодромных серий. Эталонном последних является Батеневская базальт-андезит-трахитовая серия центральной части Минусинского прогиба [51]. Базиты антидромной Сисимской и гомодромной Батеневской серий являются умереннощелочными и близки между собой по содержаниями Rb, Th, U, K, Nb, Ta, La, Ce (рисунок 18б). Для базитов обеих серий характерны широкие вариации MgO, что указывает значимую роль магматической дифференциации мантийных расплавов.

Также важнейшей общей особенностью базитов обеих серий является смещение от линии мантийной корреляции на диаграмме $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T}) - \epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ (рисунок 18в) в сторону субстратов, обогащённых радиогенным стронцием при относительно стабильных значениях $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$. Подобная закономерность указывает на плавление умеренно-обогащённой мантии с промежуточными характеристиками между DM и EMII и дополнительного компонента с высоким содержанием Sr, повышенной величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкими содержаниями REE. Таким параметрам удовлетворяют осадочные породы с высоким содержанием карбонатов с повышенными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, но деплетированных несовместимыми редкими элементами [56]. Следовательно, как фракционирование мантийных магм, так и ассимиляция ими карбонатных пород дают основной вклад в образование базитов. Из всей совокупности базитов Убей-Сисимской серии только низкокремнистый и наиболее высокомагнезиальный долерит наиболее близок к составу первичных магм и не подвержен влиянию каких-либо ассимиляционных процессов.

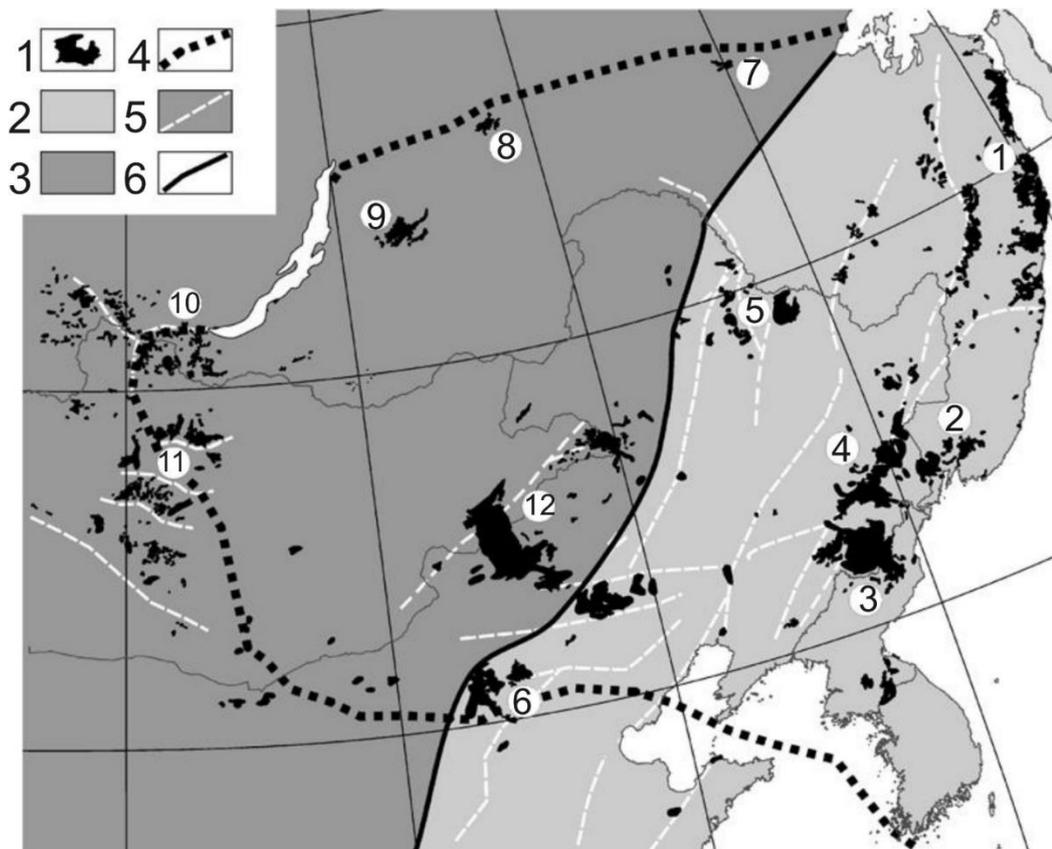
Геологические данные для Сисимской серии указывают на отсутствие в основаниях разрезов пород основного состава, что затрудняет отнесение промежуточных и сиалических пород к продуктам фракционирования базитовых магм. Очевидно, что в модели эволюции мы вынуждены принять некоторые допущения и опираться преимущественно на геохимические и изотопные данные. По мере увеличения SiO_2 в

породах на фоне общего накопления некогерентных элементов наблюдаются их широкие вариации (рисунок 18г,е,з,и), при этом происходит увеличение $\epsilon\text{Sr}(T)$ (рисунок 18д) и уменьшение $\epsilon\text{Nd}(T)$ (рисунок 18ж). Наиболее высокие значения $\epsilon\text{Sr}(T)$ (47,2) и наиболее низкие значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ (2,3) имеет низкощелочной риолит. Именно этот низкощелочной риолит обеднён несовместимыми элементами по сравнению со всеми другими типами пород в этой серии. Вероятно, что его состав отвечает составу деплетированных анатектических магм, смешение которых с фракционированными базитовыми магмами подавляет накопление в них несовместимых элементов аналогично механизму формирования вулканической серии Батеневского поднятия. Однако в случае Сисимской серии эта модель усложняется антидромной последовательностью образования пород и предполагает задержку первичных базитовых магм на недоступных для наблюдения глубинах.

Таким образом, впервые для всего спектра пород (по величине SiO_2) девонских “длинных” серий Минусинского прогиба определены геохимические и Sr-Nd изотопные параметры. В совокупности с результатами предшествующих исследований девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой системы предложены одинаковые петрологические механизмы образования антидромных и гомодромных магматических серий. Для обеих серий реконструируется комбинация фракционной кристаллизации базитовых магм и ассимиляция ими материала континентальной коры с появлением промежуточных и сиалических магм с дисперсными геохимическими характеристиками, высокими значениями $\epsilon\text{Sr}(T)$ и низкими $\epsilon\text{Nd}(T)$.

3.3 Обобщение данных по минералогии и геохимии кайнозойских вулканитов юга складчатого обрамления Сибирской платформы (Южное Забайкалье).

На территории между Сибирским и Северо-Китайскими кратонами достаточно широко развит позднекайнозойский вулканизм, проявленный в интервале 30–0 млн лет [57]. В. В. Ярмолюком с соавторами [58] выделены две субпровинции: Дальневосточная и Центрально-Азиатская. Этими же авторами показано, что в Центрально-Азиатской субпровинции вулканические поля имеют, в основном, изометричные формы и пространственно разобщены друг от друга. Ореол распространения протягивается от Удоканского и Витимского плато на севере до района Дариганги на юге (рисунок 19). Большинство полей связано с рифтовыми зонами.

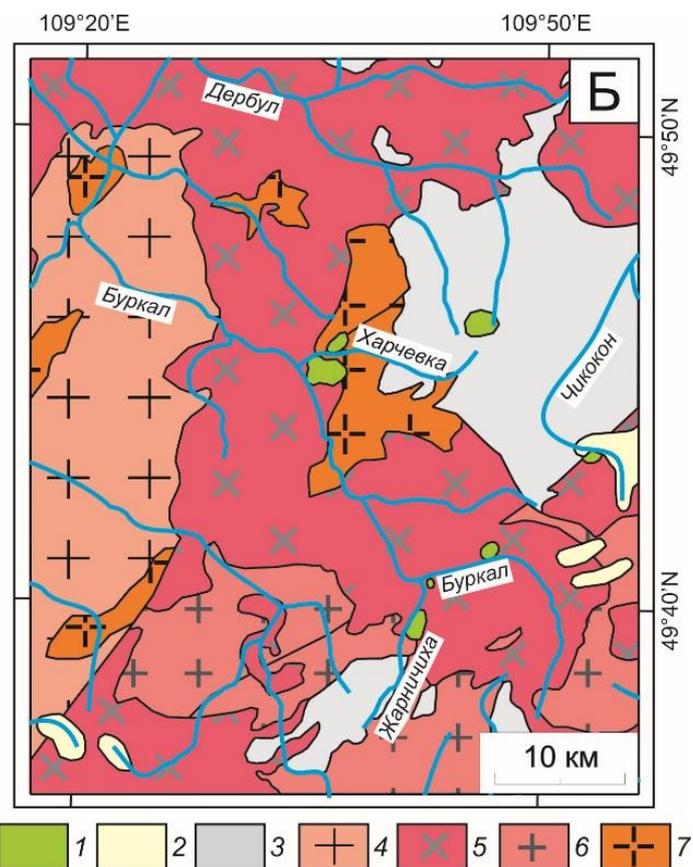


1 – лавовые поля; 2 – территория Дальневосточной субпровинции; 3 – территория Центрально-Азиатской субпровинции; 4 – граница Амурской плиты по [59]; 5 – разломы; 6 – граница между Центрально-Азиатской (ЦА) и Дальневосточной (ДВ) субпровинциями. Цифры в кружках – вулканические области и районы: 1 – Совгаванский, 2 – Шкотовско-Шуфанский, 3 – Чанбайшаньский, 4 – Муданьцзяньский, 5 – Удалянчи, 6 – Ханнуоба, 7 – Токинского Становика, 8 – Удоканская, 9 – Витимская, 10 – Южно_Байкальская, 11 – Южно_Хангайская, 12 – Дариганга.

Рисунок 19 - Схема строения позднекайнозойской внутриконтинентальной вулканической провинции Центральной и Восточной Азии [58]

Одно из проявлений кайнозойского вулканизма располагается в Дауро-Хэнтейском хребте. Здесь, в центральной части хребта, проявлены небольшие покровы и потоки базальтоидов. Вулканиды данного региона известны довольно давно. Первые данные о них были опубликованы Костяковым с соавторами в 1969 году [60]. В дальнейшем были проведены исследования проявлений базальтоидов [61-63]. Следует отметить, что перечисленные исследователи изучали мантийные ксенолиты вулканидов. До последнего времени состав самих базальтоидов был практически не изучен.

Нами были исследованы три проявления вулканидов. Все проявления приурочены к долине р. Буркал и ее притоков. Первое – Бороздинский голец, второе и третье – устья р. Харчевка и Жарничиха. Все изученные породы относятся к базанитам [64, 65]. Расположение исследованных объектов показано на рисунке 20. Следует отметить, что проявления не связаны с рифтами.



1 – позднекайнозойские щелочные базальтоиды, 2 – четвертичные флювиогляциальные отложения, 3 – каменноугольные отложения ингодинской серии, 4 – гранитоиды малханского комплекса (PZ_1), 5 – гранитоиды даурского комплекса (P_1), 6 – гранитоиды кыринского комплекса (J_{1-2}), 7 – гранитоиды асакан-шумиловского комплекса (J_{2-3}).

Рисунок 20 - Геологическая карта района распространения кайнозойских щелочных базальтоидов Дауро-Хэнтэйского хребта. Фрагмент Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1: 1000000, лист М-49 [66], с упрощениями и дополнениями

Петрогенный состав вулканитов довольно однообразен и идентичен для всех объектов. Базаниты слагаются порфировыми и афировыми разностями. Порфировые вкрапленники представлены оливином, реже клинопироксеном и совсем редко плагиоклазом. Основная масса порфировых вулканитов сложена мелкими зернами оливина, клинопироксена, плагиоклаза и окиснорудных минералов, так же, как и для афировых разностей. Во всех случаях в интерстициях отмечаются нефелин, калиевый полевой шпат, апатит и остаточное стекло. Следует отметить, что породы насыщены рудными минералами.

Среди оливинов по размерам и морфологии выделены три группы. Первая – бесформенные, часто резорбированные зерна до 1.2 мм (Ol 1). Вторая – гипидиоморфные и идиоморфные зерна до 0.4 мм (Ol 2). Третья – мелкие идиоморфные менее 0.05 мм (Ol 3). В оливинах первой и второй группы отмечается зональность. Магнезиальность минералов уменьшается от центра к краям зерен. В крупных резорбированных оливинах в центре

отмечается наиболее высокая магнезиальность, достигающая # Mg 0.91. Данные разности (Ol 1) отнесены нами к ксенокристам. От центра к краю идет постепенное уменьшение магнезиальности до # Mg 0.76-0.75, падает содержание никеля от 0.40 до 0.14 мас. % NiO. В том же направлении увеличивается количество кальция (0.08 – 0.31 мас. % CaO) и марганца (0.11 – 0.33 мас. % MnO). Гипидиоморфные зерна меньшего размера также зональны, но в отличие от резорбированных менее магнезиальны (Ol 2). Эти оливины, по нашему мнению, являются фенокристами. В центральных частях зерен магнезиальность не поднимается более 0.82. В этой разновидности также от центра к краю уменьшается магнезиальность (# Mg 0.76-0.75), содержание никеля и происходит увеличение количества кальция и марганца. Мелкие, большей частью, изоморфные кристаллы наименее магнезиальны # Mg \approx 0.76. При этом эти оливины не зональны. Наиболее вероятно, что резорбированные крупные оливины являются ксеногенными, которые остались при разрушении глубинных ксенолитов.

Пироксен представлен двумя морфологическими типами. Первые – зерна неправильной формы максимального размера до 2x1 мм. Вторые – таблитчатые гипидиоморфные кристаллы основной массы размером до 0.4 мм. Пироксены относятся к титанавгитам. В зернах неправильной формы отмечается слабо выраженная зональность. Магнезиальность пироксенов изменяется от 0.77 в центре крупных зерен до 0.73 Mg# в краевых частях и в мелких табличках.

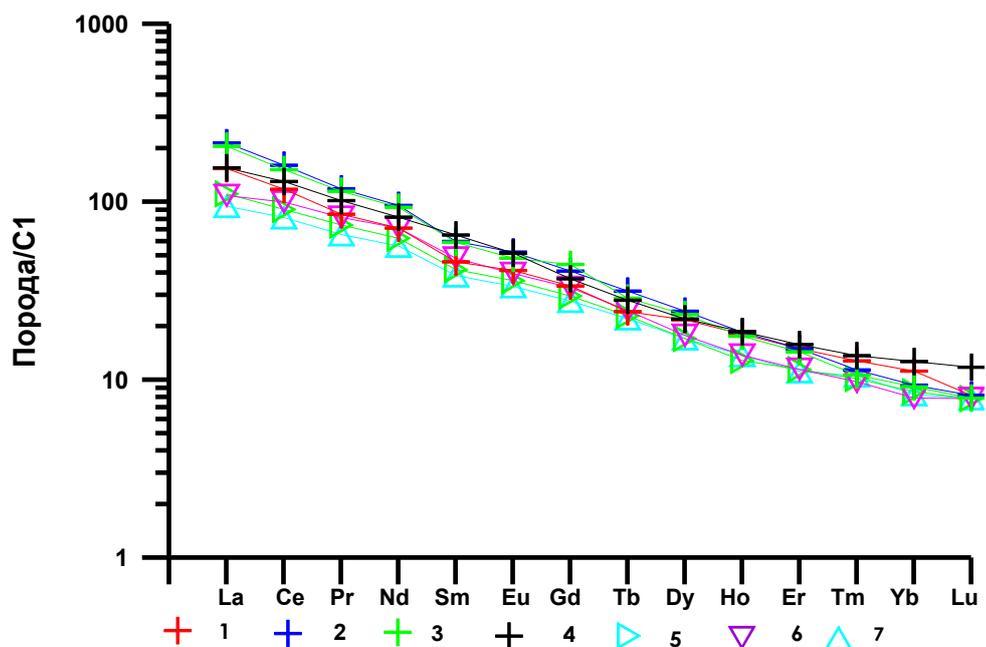
Плагиоклазы представлены табличками размерами 0.3x 0.08 мм и мелкими лейстами основной массы, достигающими в длину до 0.1 мм, в ширину до 0.03 мм. Таблички плагиоклаза относятся к андезит-лабрадору с содержанием анортитовой молекулы от 48.63 до 55.45. Лейсты плагиоклаза из основной массы более натровые и относятся к олигоклаз-андезину (An₂₅₋₃₆). Калиевый полевой шпат представлен анортоклазом. Состав нефелина практически соответствует стехиометрии.

Из оксидов обнаружены и проанализированы титаномагнетиты и ильмениты. Следует отметить, что ильменит встречается реже титаномагнетита. Титаномагнетиты встречаются в виде мелких гомогенных зерен. Минерал обладает достаточно стабильным составом по основным компонентам. Содержание примесей невысоко.

Апатит относится к фтор-апатиту.

Остаточное стекло представлено высокощелочной разностью.

Породы низкокремнистые и высокомагнезиальные за счет присутствия ксенокристов оливина дезинтегрированных лерцолитов. По своим геохимическим характеристикам все изученные вулканы относятся к типичным внутриплитным образованиям. При этом не наблюдается разницы в составах всех исследованных объектов.



1 – Бороздинский гольц; 2 – Харчевка; 3 – Жарничиха (наши данные); 4 – ОИВ; 5, 6, 7 (щелочные базальты ЮБВО; Окинский, Тункинский, Хубсугульский сектора) [69]; Хондрит С1 - [67].

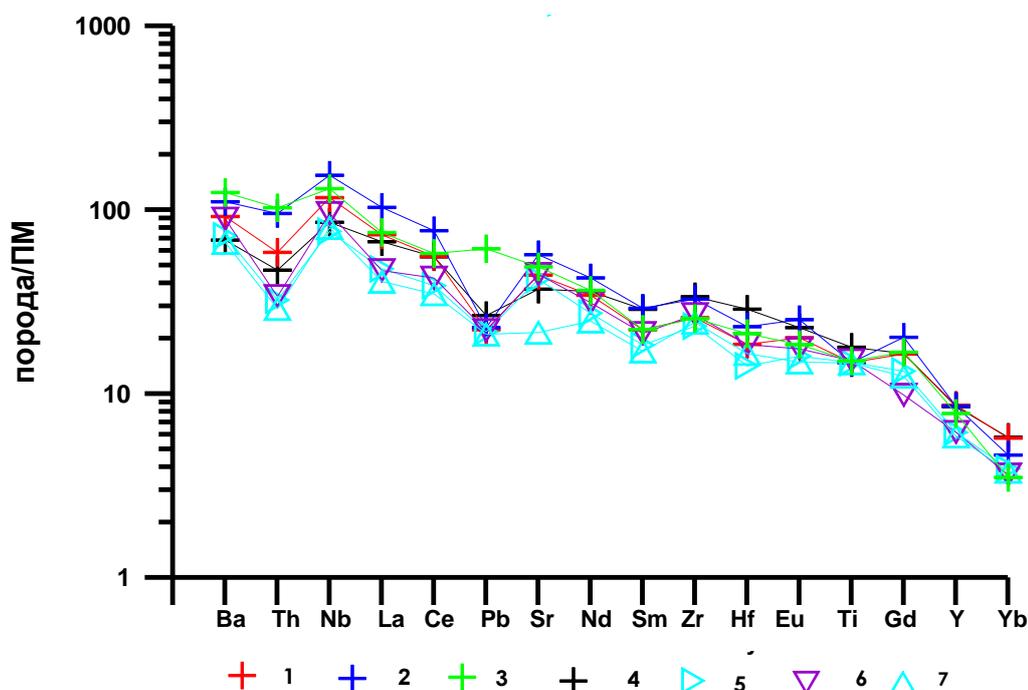
Рисунок 21 - График распределения РЗЭ в вулканитах

Спектры РЗЭ этих пород практически совпадают между собой и с базальтами океанических островов (ОИВ) [67]. Более того наблюдается хорошая сходимость с вулканитами Центрально-Азиатской провинции [68, 69] как показано на рисунке 20.

На спайдердиаграмме (рисунок 22) составы исследованных пород близки к среднему составу ОИВ, но при этом несколько обогащены Ва, Th, La, Nb и Се. Вероятнее всего разница содержаний, как будет показано ниже, вызвана различными источниками родоначальных расплавов. В целом по уровню концентраций элементов в аналогичных породах других неогеновых проявлений Центральной Азии – ЮБВО [69] изученные вулканиты им соответствуют.

Для пород Бороздинского хребта Ar/Ar методом определен абсолютный возраст, который составил 3.51 млн. лет [64]. В связи с идентичностью состава всех изученных пород, как показано на рисунках 21, 22, можно предположить аналогичный возраст и для других вулканитов. Следовательно, можно заключить, что проявления базитового вулканизма в Южном Забайкалье происходили в плиоцене.

Полученные оригинальные данные по изотопии Sr, Nd и Pb показали, что доминирующим мантийным источником являлся источник PREMA при резко подчиненном участии обогащенного источника [64, 65], что отлично от базальтоидов ЮБВО, изотопный состав которых контролируется процессом смешения источников PREMA и EM I. Именно различием в изотопных источниках объясняется повышенное содержание Ва, Th, La, Nb и Се в изученных базанитах по сравнению с базальтоидами ЮБВО.



1 – Бороздинский гольц; 2 – Харчевка; 3 – Жарничиха (наши данные); 4 – ОИВ; 5, 6, 7 (щелочные базальты ЮБВО; Окинский, Тункинский, Хубсугульский сектора) [69]; Примитивная мантия. [67].

Рисунок 22 - Диаграмма распределения редких элементов в щелочных вулканитах Дауро-Хэнтэйского хребта и других вулканитов ЮБВО

Выяснено, что для всех исследованных вулканитов основным мантийным источником служили оливиновые клинопироксениты (Ol+Crpx+Grt) [64, 65]. Это подтверждается рядом исследователей [70, 71]. Кроме того определено, что степень частичного плавления мантийного субстрата не превышал 8% [72].

Были определены P-T параметры формирования исходных расплавов. Расчет производился по масс-балансу в программе Petrolog 3.1.1.3 [73] методом обратной фракционной кристаллизации. Для вулканитов Бороздинского хребта $T = 1293-1379\text{ }^{\circ}\text{C}$ и 1.15-1.06 ГПа. Самые высокие параметры были определены для пород р. Жарничиха $T = 1536\text{ }^{\circ}\text{C}$ и 3.28 ГПа. $T = 1468-1471\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 3.18\text{ ГПа}$ для базанитов р. Харчевки. Из полученных параметров можно предположить глубины формирования родоначальных расплавов. Наибольшая глубина определена для Жарничихи $\approx 90\text{ км}$, для Харчевки $\approx 80\text{ км}$ и, наконец, для Бороздинского гольца $\approx 45\text{ км}$. Следовательно, образование исходных расплавов происходило в условиях астеносферной и литосферной мантии.

Общепринятым считается, что все породы ОИВ- типа вызваны влиянием плюма, например [74 и др.]. Ранее было предположено, что вулканизм этого района был вызван воздействием мантийного диапира при просачивании расплавов через мантийный субстрат [62]. Исследованные нами вулканиты по своим геохимическим характеристикам полностью отвечают составу базальтам океанических островов (ОИВ). Предполагается, что

базальтоидные расплавы, изученные нами, формировались в результате подъема мантийного плюма.

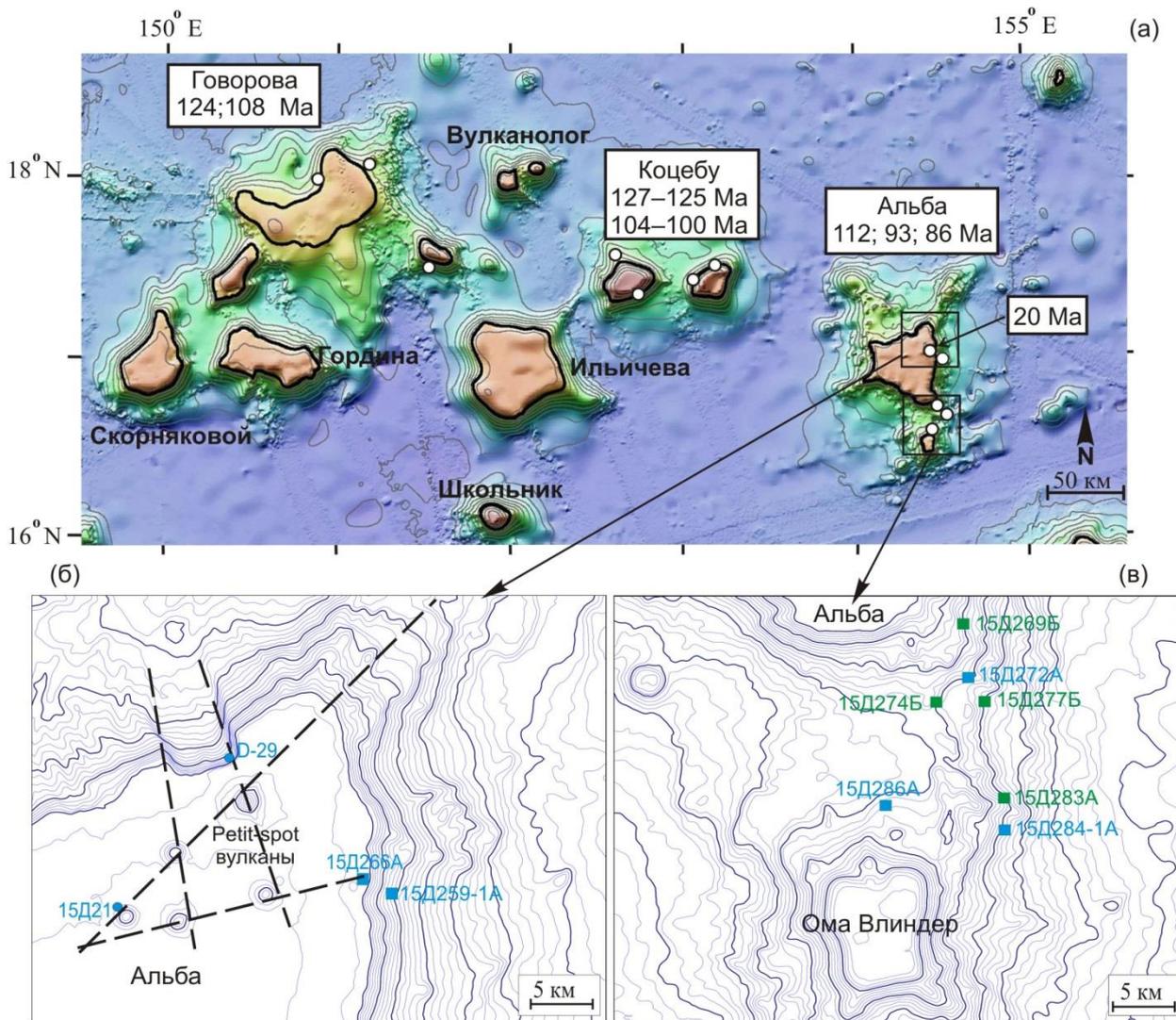
В итоге, определены параметры формирования исходных расплавов. Выяснено, что, что для всех изученных объектов основным мантийным источником служил оливиновый клинопироксенит (Ol+Crх+Grt). Проведенные исследования показали, что вулканы всех массивов формировались в результате подъема мантийного плюма, влияние которого вызвало активизацию кайнозойского вулканизма. Очаг генерации располагался в астеносферной мантии в области стабильности граната.

3.4 Получение минералого-геохимических, изотопных характеристик и датирование дифференцированной серии вулканических пород Магеллановых гор

Изучены образцы базальтоидных пород и ксенолита шпинелевого лерцолита, отобранных при драгировании гайота Альба (Магеллановы горы, Тихий океан) в рейсах НИС “Геленджик” 2018–2019 гг. АО “Южморгеология” (рисунок 23).

В ходе морских геологических работ поднимался донно-каменный материал с обломками, глыбами, щебнем базальтоидных, вулканокластических, осадочных пород, эдафогенных брекчий и кобальто-марганцево-железистых корок (КМК). Среди вулканических пород преобладали трахибазальты, встречались также базальты, базаниты и андезитобазальты. Пять образцов пород (базальта, трахибазальта, двух андезитобазальтов и базанита) датировали $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом (рисунок 24).

Породы гайота Альба в разной степени изменены подводным выветриванием, при котором происходило замещение оливина (Ol) на иддингсит (смесь фаз) и стекловатого матрикса на агрегат палагонита с тонкодисперсными вторичными фазами. Каверны и трещины иногда заполнены аутигенным кальцитом (Cal), филлипситом, хлоритом и другими минералами. В одном из образцов базанита обнаружен ксенолит перидотита размером до 15 см в максимальном сечении с протогранулярной структурой и массивной текстурой, состоящий оливина (Ol), более чем на 50 об. % замещенного агрегатом иддингсита, ортопироксена (Orх), клинопироксена (Crх) и акцессорной шпинели (Sp). По модальному составу перидотит является лерцолитом или шпинелевым лерцолитом. Определены составы породообразующих (оливина, ортопироксена, клинопироксена, полевых шпатов, Ti-амфибола), акцессорных (биотита, шпинели, Ti-магнетита, Mg-ильменита, филлипсита) минералов и остаточного стекла в породах. Получены оценки условий образования Ti-амфибола в базальтоидных расплавах.



$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки, по нашим данным. Синие квадраты на (б) и (в) – породы, для которых определен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст (млн лет). На рисунке (б) показаны предполагаемые разломы и конуса “petit-spot” вулканов. 15Д21 – базанит (15 ± 2 млн лет, К-Аг метод), по [75]. D-29 – гавайит ($97\text{--}95 \pm 0.7$ млн лет), по [76]

Рисунок 23 - Батиметрическая карта (изобаты с интервалом 100 м) района гайотов Говорова, Вулканолог, Коцебу и Альба (а), детализация фрагмента гайота Альба (б) и сателлита Ома Влиндер (в)

Установлено, что верхние части склонов построек гайота Альба и его сателлита Ома Влиндер на глубинах 3600–2200 м слагают толщи базальтоидных пород мощностью около 1400 м, которые по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным образовались в интервале 112–86 млн лет. После завершения мелового вулканизма на протяжении более 60 млн лет формировались плоские вершины (плато) гайота. Необычным для гайотов Магеллановых гор оказался миоценовый возраст базанита 15Д266А (19.9 ± 0.8 млн лет), обнаруженного вблизи небольшого купола на плато гайота в 7–20 км к востоку от нескольких вулканических конусов (рисунок 23б). Ранее на одном из них К-Аг методом был датирован базанит 15Д21 (15 ± 2 млн лет) [75].

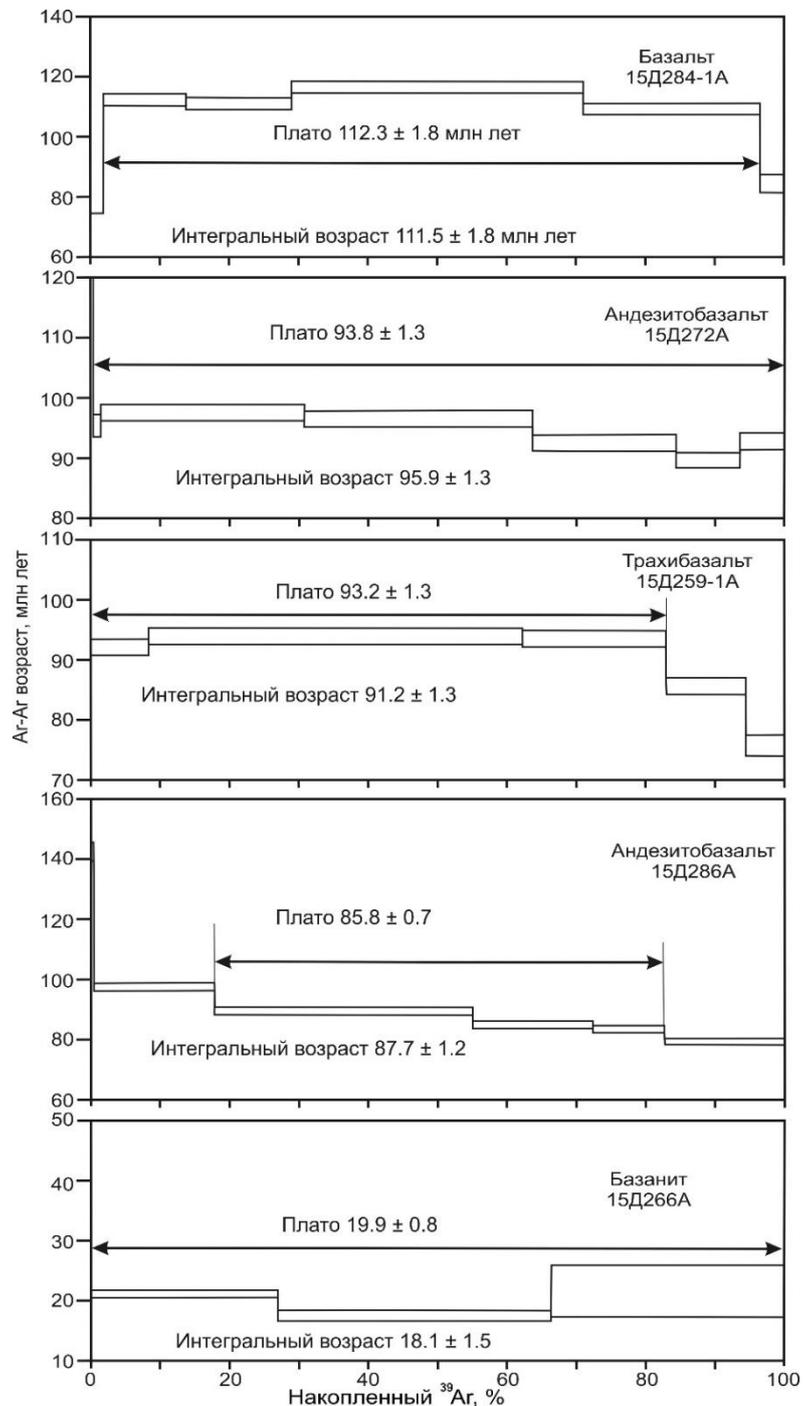


Рисунок 24 - Ar-Ar датировки вулканических пород гайота Альба методом плато

Конуса расположены по системе разломов северо-западного простирания и на продолжениях северо-восточных сбросов-уступов, ограничивающих хорошо выраженный в рельефе радиальный грабен на северном склоне гайота [77]. В областях пересечений разломов, вероятно, глубинной природы, находились каналы, по которым в кайнозой поднимались щелочно-базальтовые (базанитовые) магмы. При их извержениях на плато основной постройки гайота формировались вулканы, крупнейший из которых достигает высоты 750 м и основания 5.1 км. Наличие туфов и отсутствие гиалокластитовых отложений вокруг таких вулканов, а также возраст слагающих их пород указывают на

поверхностные (субэральные) извержения базанитовой магмы в миоцене до погружения гайота ниже уровня океана. Таким образом, по имеющимся ^{40}Ar - ^{39}Ar данным меловой вулканизм на гайоте Альба и сателлите Ома Влиндер активизировался многократно в интервале около 30 млн лет. После значительного перерыва длительностью > 60 млн лет, на протяжении которого в результате эрозии формировались плосковершинные плато, в миоцене (< 20 млн лет) на гайоте Альба возобновилась вулканическая деятельность.

Продолжено изучение минералого-геохимических особенностей и определение ^{40}Ar - ^{39}Ar датировок базальтоидных пород гайота Говорова (рисунок 25). Базальты, трахибазальты и базальтовые трахиандезиты сложены породообразующими (Ti-Amp, Crx, плагиоклазом и оливином, замещенным на иддингсит), второстепенными и акцессорными (Fe и Ti оксиды группы оксишпинели \pm нефелин, рёнит, биотит, фторапатит и др.) минералами. Впервые в базальтовых породах гайота Говорова обнаружены ксенолиты амфибол–шпинелевого верлита и фрагменты амфибол–клинопироксеновых мантийных жил в ксенолитах и ксенокристаллах, что указывает на метасоматоз океанической литосферы, подстилающей гайот Говорова. Составы амфиболов образуют непрерывную серию от паргасита – Mg-гастингсита в ксенолитах верлита и в ксенокристаллах до Mg-гастингсита – керсутита (смеси миналов ферри-керсутита, ферро-ферри-керсутита и ферро-керсутита) в фенокристаллах и микролитах базальтоидных пород.

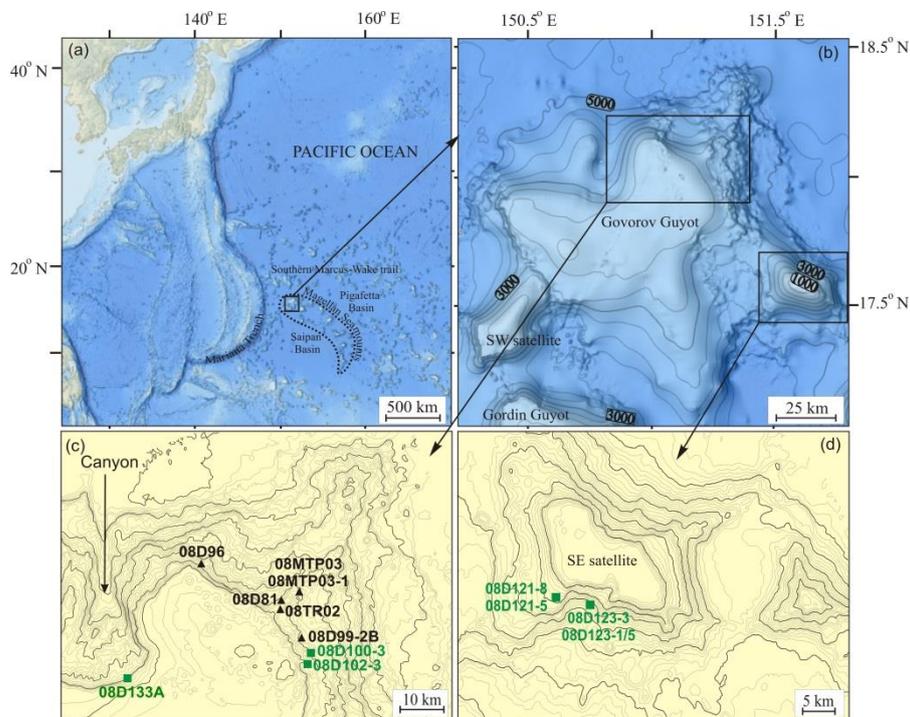
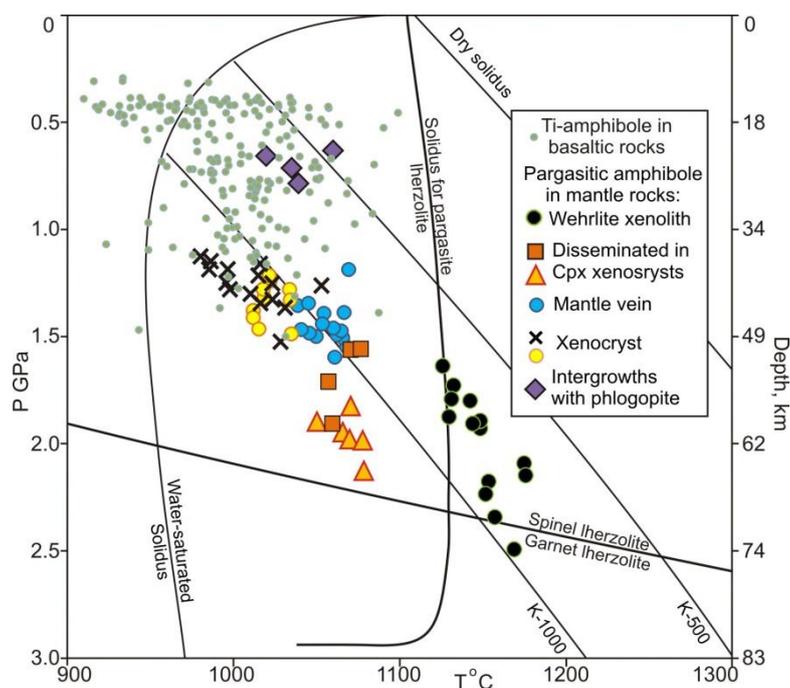


Рисунок 25 - Положение Магеллановых гор и района поднятия Макурус-Уэйк в Тихом океане (а), гайота Говорова (b) по данным <https://www.ncel.noaa.gov/maps/> Батиметрические карты главной постройки гайота Говорова (c) и его юго-восточного сателлита (d) по данным АО “Южморгеология”. Треугольниками на врезке (c) показаны места отбора Амфибол-обогащенных базальтоидных пород



Солидус для паргаситового лерцолита по данным [78]. Солидусы перидотита по данным [79]: сухой и водонасыщенный при 500 ppm (K-500) и 1000 ppm (K-1000) H₂O
 Рисунок 26 - Т-Р условия образования амфибола в мантийных и базальтоидных породах

Получены данные по содержаниям примесных элементов в фенокристаллах Ti-Amp, Crx, моделированию процессов фракционирования обогащенных водой расплавов OIB типа и P-T условиям образования минералов в мантийных и базальтоидных породах. По методике, описанной в работах [80,81], рассчитаны условия кристаллизации амфибола в базальтоидных расплавах, верлите и метасоматических мантийных жилах. Паргаситовый амфибол мог кристаллизоваться при P-T условиях шпинелевой фации перидотитов (2.5–0.6 ГПа, 1170–980 °C) на разных глубинах в океанической литосфере (73–21 км) из водосодержащих (6–4.5 мас.% H₂O) мафических расплавов, которые просачивались через перидотит и формировали очаги обогащенных водой магм OIB типа. Кристаллизация Ti-Amp в базальтоидных породах происходила при 1.2–0.4 ГПа (40–15 км), и 1060–910 °C из мафических расплавов, содержащих 8.6–2.6 мас. % H₂O (рисунок 26).

Анализ минералого-геохимических данных позволил обосновать модель последовательных преобразований (метасоматоза) океанической литосферы, подстилающей гайот Говорова. Взаимодействие высокотемпературного (> 1000 °C) и обогащенного водой силикатного расплава, просачивающегося через перидотит, приводило к замещению ортопироксена (формировалась ассоциация Ol + Crx верлита) и кристаллизации паргаситового амфибола. На разных глубинах океанической литосферы формировались Crx-Amp мантийные жилы (рисунок 27).

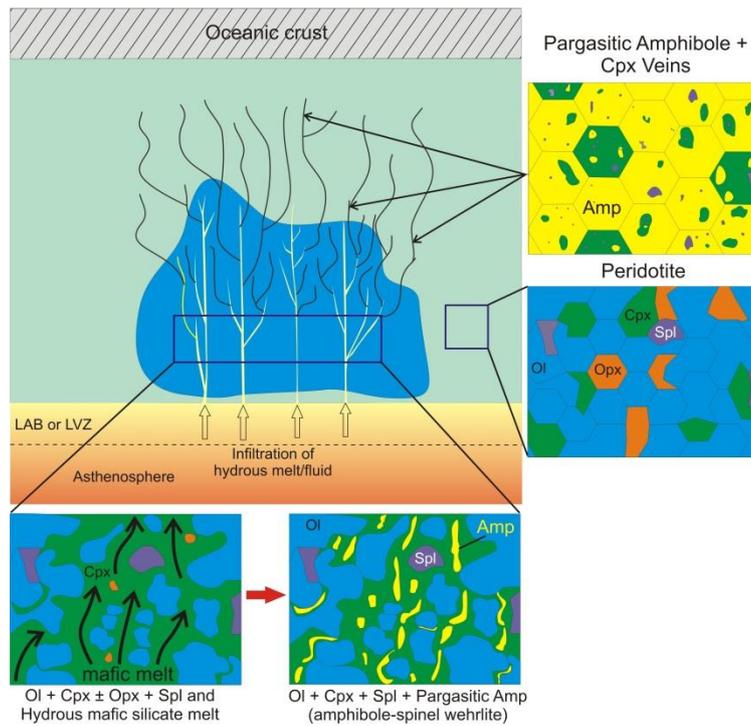


Рисунок 27 - Схематическая модель вермитизации перидотита (гарцбургита, перцолита) и кристаллизации паргаситового амфибола в верлите и Срх-Амп метасоматических мантийных жилах. LAB = граница литосферы и астеносферы

Установлен ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст 9 вулканических пород и одной фракции фенокритов Ti-Amp методом плато в интервале 41-83% накопленного ^{39}Ar . Датировка по изохроне ^{39}Ar - ^{40}Ar – ^{36}Ar - ^{40}Ar для Ti-Amp из образца 08D99-2B (99.5 ± 3.1 Ma) находится в пределах ошибки плато-возраста (98.8 ± 1.8 Ma) матрикса этой породы (рисунок 28). Анализ всей совокупности полученных данных по вулканическим и мантийным породам позволил обосновать схему эволюции развития мезозойского магматизма в районе гайота Говорова.

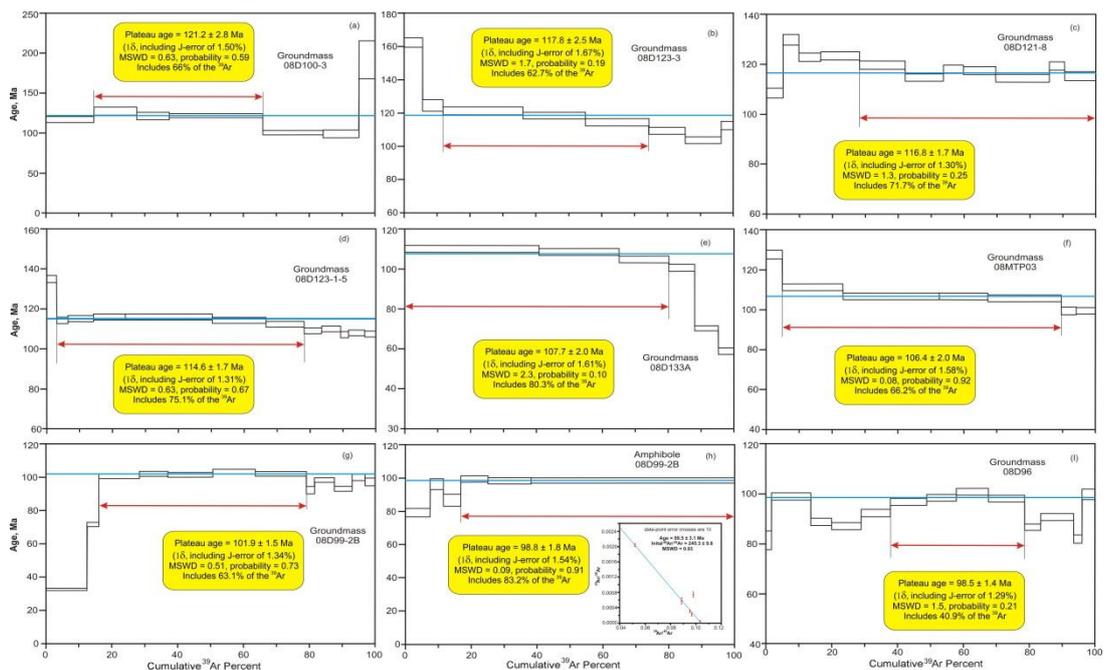


Рисунок 28 - Ar-Ar датировки вулканических пород гайота Говорова методом плато

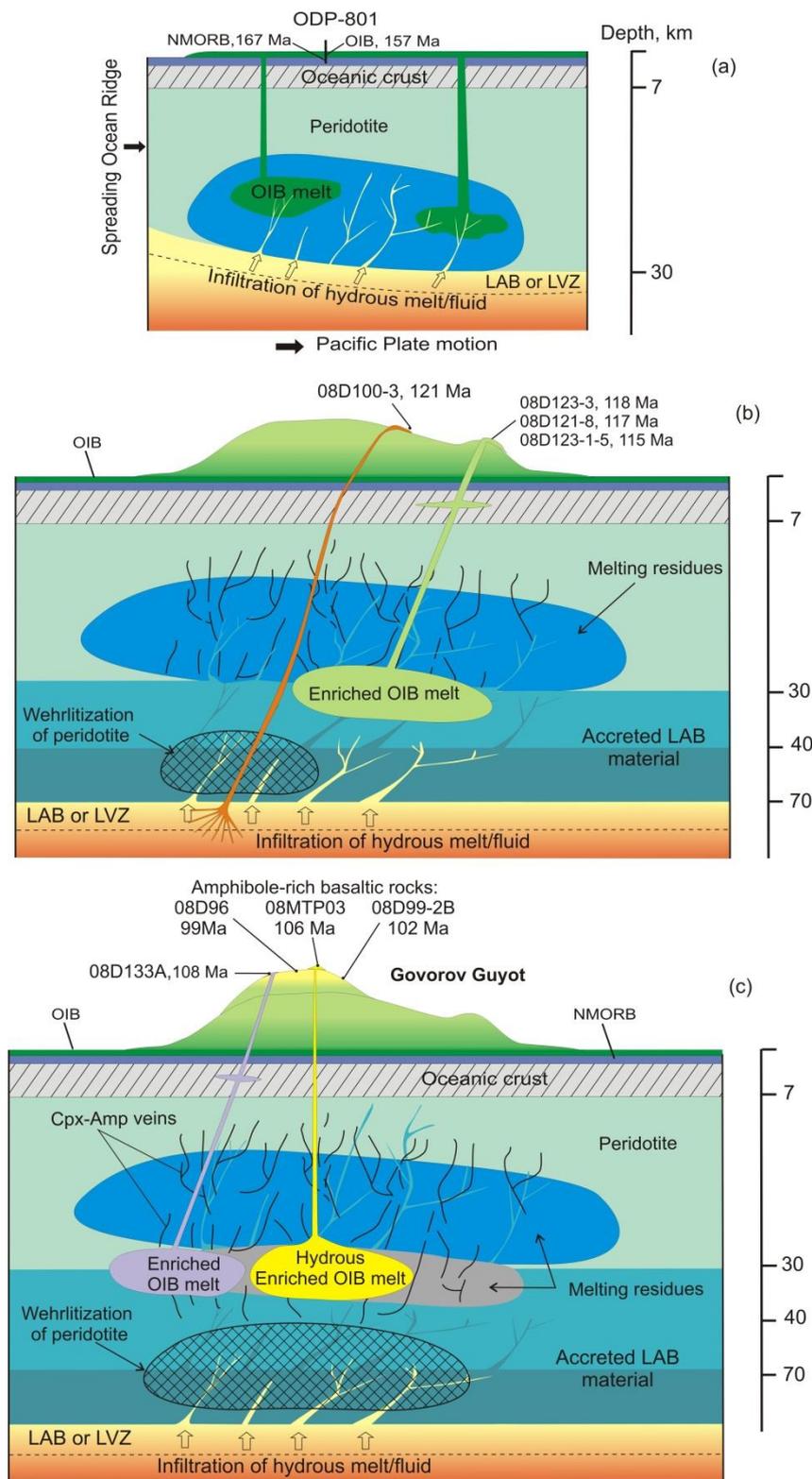


Рисунок 29 - Схематическое представление об эволюции мезозойского внутриплитного магматизма OIB типа на Тихоокеанской плите и мелового магматизма на гайоте Говорова (строение океанической коры, литосферы и морфология гайота – вне масштаба)

(a) Стадия внутриплитного вулканизма на Тихоокеанской плите вблизи скважины ODP-801. Расплавы OIB типа формировались за счет частичного плавления метасоматизированной литосферы, подверженной воздействию расплавов/флюидов,

обогащенных летучими компонентами и щелочами, которые просачивались от уровня LAB через перидотит.

(b) При удалении от зоны спрединга мощность океанической литосферы увеличивалась за счет аккреции остывающего вещества астеносферы на уровне LAB в течение > 30 млн лет при движении Тихоокеанской плиты в интервале от верхней юры до раннего мела. Базальтовые магмы поднимались от LAB уровня (около 70 км) и на пути своего движения захватывали фрагменты (ксенолиты, ксенокристы) мантийных пород. Наиболее древний из обнаруженных на гайоте Говорова базальт 08D100-3 (121 млн лет), а также другие базальтовые породы содержат ксенолиты амфибол-шпинелевого верлита и ксенолиты (ксенокристы) Сrx-Аmp метасоматических мантийных жил.

(c) Мобильные водосодержащие мафические расплавы просачивались через перидотит и накапливались в магматических очагах, исходных для базальтоидных пород, содержащих породообразующий Ti-амфибол. Магмы, извергавшиеся около 108 млн лет на поверхность гайота формировали базальты типа 08D133A (без амфибола) и амфибол-обогащенные базальтоидные породы (08MPT03, 08D99-2B, 08D96) в интервале 106–99 млн лет из расплавов OIB типа, содержащих разное количество растворенной воды.

Анализ геодинамических реконструкций движения Тихоокеанской плиты в мезозое – кайнозое и наших данных по датированию вулканических пород Магеллановых гор показал, что многократный вулканизм гайота Говорова в меловом периоде (до 30 млн лет) и гайота Альба на протяжении около 100 млн лет можно объяснить как плюмовыми, так и тектоническими моделями: (1) активностью суперплюма Южной Пацифики (Southern Pacific Superplume) в области SOPITA (South Pacific Thermal and Isotopic Anomaly); (2) глубинными разломами литосферы от уровня LAB (Lithosphere-Asthenosphere Boundary), которые вызвали декомпрессионное частичное плавление обогащенной или метасоматизированной астеносферы и/или метасоматизированной океанической литосферы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведённых в 2022 году исследований получены новые минералогические, изотопно-геохимические и геохронологические данные, которые послужат в дальнейшем основой для создания геолого-генетических и геохимических моделей образования ультраосновных-основных комплексов Сибирского кратона и его складчатого обрамления и связанных с ними рудно-магматических систем.

В ходе выполнения НИР в 2022 г. получены следующие научные результаты:

1) Кимберлиты самых древних полей Якутской провинции, характеризуются высоким содержанием FeO и TiO₂ (более 8.9 и 1.8 мас. % соответственно) и, как показало сравнение на примере Куойкского поля - самого молодого (150-170 млн. лет) возраста, - они не отличаются по составу от других северных полей. Редкоэлементный (по некогерентным элементам) состав древних кимберлитов очень близок к составу алмазоносных кимберлитов, но отличается более высоким содержанием Rb, Cs, Ta, Nb, Hf, Zr, что обусловлено более высокой щелочностью и более высоким содержанием TiO₂ исследуемых кимберлитов.

Отсутствуют значимые отличия по химическому, микроэлементному и изотопному составам кимберлитов из самых древних и самыми молодых полей Якутской провинции, что свидетельствует о едином астеносферном источнике.

Хотя породы алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезиса в разрезе мантии этих полей присутствуют в незначительных количествах, можно заключить, что наиболее перспективным на обнаружение алмазов является Западно-Укукитское поле, как и было высказано ранее.

2) Установлен различный характер базитового магматизма офиолитов юго-западной Монголии и Монголо-Охотского пояса. Офиолиты Эрдэнэ-Уул формировались в задуговом бассейне и сложены породами толеитовой серии – базальтами задуговых бассейнов и их производными. В пространственно совмещенном аккреционном комплексе Алаг-Хадни амфиболиты и эклогиты представляют собой метаморфизованные базальты N-MORB, G-MORB, E-MORB – фрагменты офиолитов переходной зоны океан-континент, возникшей при континентальном рифтогенезе. И офиолиты Эрдэнэ-Уул, и породы аккреционного комплекса Алаг-Хадни секутся дайками долеритов, трахидолеритов и микродиоритов известково-щелочной островодужной серии и фиксирующими этап надсубдукционного магматизма. В офиолитах Адацага зафиксирована смена магматизма от базальтов задуговых бассейнов к деплетированным толеитовым базальтам островных дуг. Надсубдукционные офиолитовые комплексы Эрдэнэ-Уул и Адацага принадлежат к задуговым или переходным от задуговых к островодужным комплексам, и отличаются от

типичных бонинит-содержащих офиолитов преддугового типа, сформированных на этапе зарождения субдукции.

3) Полученные новые данные по геохимии и минералогии пород Лысанского интрузивного комплекса позволяют отнести их к образованиям щелочно-ультраосновных комплексов. Большинство массивов таких комплексов (Ковдор, Африканда, Ингили и др.) имеет концентрически-зональное строение и, в зависимости от уровня эрозионного среза, в них преобладает тот или иной тип пород. Массивы Лысанского интрузивного комплекса по набору пород и составу минералов наиболее близки к массиву Лесная Варака (Кольская щелочная провинция), геологическое строение которого существенно отличается от других массивов этой провинции. В его составе, также, как и в изученных интрузиях, присутствуют рудные оливиниты и пироксениты, а также дайки щелочных сиенитов и жилы карбонатитов с редкоземельными карбонатами. Возраст пород Лысанского интрузивного комплекса укладывается в диапазон 670-630 млн лет, который рассматривается как возраст максимальной внутриплитной активности вдоль края Сибирского кратона, в результате которой были сформированы многочисленные неопротерозойские рудоносные (Nb, Ta, U и РЗЭ) щелочно-карбонатитовые комплексы.

4) Впервые для всего спектра пород (по величине SiO_2) девонских “длинных” серий Минусинского прогиба определены геохимические и Sr-Nd изотопные параметры. В совокупности с результатами предшествующих исследований девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой системы предложены одинаковые петрологические механизмы образования антидромных и гомодромных магматических серий. Для обеих серий реконструируется комбинация фракционной кристаллизации базитовых магм и ассимиляция ими материала континентальной коры с появлением промежуточных и сиалических магм с дисперсными геохимическими характеристиками, высокими значениями $\epsilon\text{Sr}(T)$ и низкими $\epsilon\text{Nd}(T)$.

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

б) Впервые в базальтовых породах гайота Говорова обнаружены ксенолиты амфибол–шпинелевого верлита и фрагменты амфибол–клинопироксеновых мантийных жил в ксенолитах и ксенокристаллах, что указывает на метасоматоз океанической литосферы. Определен Ar-Ar возраст вулканических пород (121 – 99 млн. лет). Паргаситовый амфибол в верлите и мантийных жилах кристаллизовался при 1070 – 980°C на глубине 73 – 44 км из обогащенных водой (до 6 мас. %) силикатных расплавов, которые просачивались через перидотиты и формировали очаги обогащенных водой расплавов OIB типа.

Многokrратно повторяющийся на протяжении 20 – 30 млн. лет меловой вулканизм гайота Говорова мог быть вызван как деятельностью суперплюма в области SOPITA (South Pacific Thermal and Isotopic Anomaly), так и декомпрессионным частичным плавлением астеносферы и/или метасоматизированной океанической литосферы, вызванным деформациями и глубинными разломами Тихоокеанской плиты от уровня LAB (Lithosphere-Asthenosphere Boundary).

Заявленные цели и поставленные задачи проекта НИР за 2022 г. были полностью выполнены. Создан необходимый научный задел для продолжения исследований в рамках намеченных направлений.

Результаты исследований отражены в одной монографии, 9 статьях в рецензируемых научных журналах, в том числе 7 - в журналах, включенных в национальный список научных журналов. Список публикаций по теме проекта за 2022 г. приведен в Приложении А.

Кроме того, результаты исследований были представлены в виде 26 докладов на всероссийских и международных конференциях. Список докладов по теме проекта за 2022 г. приведен в Приложении Б.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Костровицкий С.И., Калашникова Т.В., Ащепков И.В. Состав минералов и Р-Т-параметры кристаллизации мантийных пород под кимберлитовыми полями Прианбарья // Геодинамика и тектонофизика. - 2022. - Т.13, № 4, 0665. - С. 1-13.
2. Калашникова Т.В., Костровицкий С.И., Сеницын К.А., Юдинцева Э.Э. Гранаты из кимберлитовой трубки Мир: химический состав и свидетельства метасоматических процессов в литосферной мантии // Геодинамика и тектонофизика. - 2022. - Т.13, № 4, 0661. - С. 1-10.
3. Скузоватов С.Ю., Горнова М.А., Каримов А.А. Минералого-геохимические и Nd-Sr изотопные характеристики амфиболитов высокобарического комплекса Алаг-Хадны (юго-западная Монголия): внутриконтинентальный рифтогенез как прекурсор субдукции континентальной окраины // Петрология. - 2022. - Т. 30, № 5. - С. 545-568.
4. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Травин А.В. Лысанский щелочно-ультраосновной комплекс (Восточный Саян): возраст и геодинамические следствия // Геодинамика и тектонофизика. - 2022. – Т. 13, № 4, 0651. – С. 1-11.
5. Воронцов А.А. Фракционирование и ассимиляция при формировании девонской антидромной магматической серии Сисимского ареала в Минусинском прогибе: геохимические и Sr-Nd изотопные доказательства // Геодинамика и тектонофизика. - 2022. - Т. 13, № 4, 0649. – С. 1-8.
6. Peretyazhko I.S., Savina E.A. Chemistry and Crystallization Conditions of Minerals in Metasomatized Oceanic Lithosphere and Basaltic Rocks of Govorov Guyot, Magellan Seamounts, Pacific Ocean // Minerals. – 2022. – V. 12(10), 1305. – P. 1-25.
7. Davis G.L., Sobolev N.V., Khar'kiv A.D. New data on the age of Yakutian kimberlites obtained by the uranium-lead method on zircons // Doklady Akademii Nauk SSSR. - 1980. - V. 254. - P. 175–179.
8. 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.
9. 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.
10. 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 // Chem. Geol. - 2018. - V. 479. - P. 228-240.

11. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов. - М.: Недра, 1978. - 352 с.
12. Костровицкий С.И., Специус З.В., Яковлев Д.А., Фон-дер-Флаасс Г.С., Суворова Л.Ф., Богуш И.Н. Атлас коренных месторождений алмаза Якутской кимберлитовой провинции// Отв. редактор ак. Н.П. Похиленко. - Мирный: типография ООО «МГП». 2015. - 480 с.
13. Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Яковлев Д.А., Амиржанов А.А. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика. - 2007. - Т. 48. № 3. - С. 350-371.
14. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. - 263 с.
15. Burgess S.R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9-G10 garnets in peridotite xenoliths, II: REE chemistry // Journal of Petrology. - 2004. - V.45. – P. 609–634.
16. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. - 1995. - V. 120. - P. 223-253.
17. Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J. Trace element composition and cathodoluminescence properties of southern African kimberlitic zircons // Mineralogical Magazine. - 1998. - V. 62, № 3. - P. 355–366.
18. Sun J., Mitchell R.N., Kostrovitsky S.I., Apen F.E. Siberia's largest pulse of kimberlites: U-Pb geochronology of perovskite and rutile from the Obnazhennaya kimberlite and its xenoliths, Siberia craton // International Geology Review. - 2022. - V. 64, № 12. - P. 1743-1754.
19. 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.
20. Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., Mitchell, S.F., 2007. 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.
21. Pearce J.A. Immobile element fingerprinting of ophiolites // Elements. – 2014. – V. 10. – P. 101-108.
22. Gianola O., Schmidt M.W., Jazoutz O., Sambuu, O. Incipient boninitic arc crust built on denudated mantle: the Khantaishir ophiolite (western Mongolia) // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2017. – V. 172. (92).

23. Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Dril S.I., Perepelov A.B. Elemental and isotopic (Nd-Sr-O) geochemistry of eclogites from the Zamtyin-Nuruu area (SW Mongolia): Crustal contribution and relation to Neoproterozoic subduction-accretion events // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2018. – V. 167. – P. 33–51.
24. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов // *Геотектоника*. – 1978. – № 1. – С. 19-42.
25. Saccani E., Allahyari K., Rahimzadeh B. Petrology and geochemistry of mafic magmatic rocks from the Sarve-Abad ophiolites (Kurdistan region, Iran): Evidence for interaction between MORB-type asthenosphere and OIB-type components in the southern Neo-Tethys Ocean // *Tectonophysics*. – 2014. – V. 621. – P. 132-147.
26. Saccani E., Dilek Y., Marroni M., Pandolfi L. Continental margin ophiolites of Neotethys: Remnants of Ancient Ocean–Continent Transition Zone (OCTZ) lithosphere and their geochemistry, mantle sources and melt evolution patterns // *Episodes*. – 2015. – V. 38. – P. 230–249.
27. Montanini A., Tribuzio R., Vernia L. Petrogenesis of basalts and gabbros from an ancient continent–ocean transition (External Liguride ophiolites, Northern Italy) // *Lithos*. – 2008. – V. 101. – P. 453–479.
28. Furnes H., Dilek Y. Archean versus Phanerozoic oceanic crust formation and tectonics: Ophiolites through time // *Geosystems and Geoenvironment*. – 2022. – V. 1. – 100004.
29. Tomurtogoo O., Windley B.F., Kröner A., Badarch G., Liu D.Y. Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: constraints on the evolution of the Mongol–Okhotsk ocean, suture and orogen // *Journal of the Geological Society, London*. – 2005. – V. 162. – P. 125-134.
30. König, S., Münker, C., Schuth, S., Luguet, A., Hoffmann, J.E., Kuduon, J. Boninites as windows into trace element mobility in subduction zones // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2010. – V. 74. – P. 684-704.
31. Pearce, J.A., Stern R.J. Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives // *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions. Geophysical Monograph Series*. – 2006. – V. 166. – P. 63-86.
32. Гордиенко И.В., Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Медведев А.Я., Одгэрэл Д. Хэнтей-Даурская складчатая система Монголо-Охотского пояса (магматизм, седиментогенез, геодинамика) // *Геодинамика и тектонофизика*. – 2018. – Т.9, № 3. – С. 1063-1097.
33. Li Z. X., B. Waele De., Pisarevsky S. A. Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom

K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Thrane K., Vernikovskiy V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // *Precambrian Research*. - 2008. – V. 160 (1-2). – P. 179-210.

34. Bogdanova S. V., Pisarevsky S. A., Li Z. X. Assembly and breakup of Rodinia (Some results of IGCP project 440) // *Stratigraphy and Geological Correlation*. - 2009. – V. 17 (3). – P. 259-274.

35. 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. – V. 9 (6). - P. 464-469.

36. Cawood P. A., Strachan R. A., Pisarevsky S. A., Gladkochub D.P., Murphy J.B. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // *Earth and Planetary Science Letters*. - 2016. – V. 449 (1). – P. 118-126.

37. Yarmolyuk V. V., Kovalenko V. I. Late Riphean breakup between Siberia and Laurentia: Evidence from intraplate magmatism // *Doklady Earth Sciences*. - 2001.- V. 379. – P. 525-528.

38. Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Nikiforov A.V., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Vladyskin N.V. Late Riphean rifting and breakup of Laurasia: data on geochronological studies of ultramafic alkaline complexes in the southern framing of the Siberian craton // *Doklady Earth Sciences*. - 2005. – V. 404 (7). – P. 1031-1036.

39. Глазунов О.М. Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. - Новосибирск: Наука, 1975. - 216 с.

40. Bognibov V.I., Izokh A.E., Polyakov G.V., Gibsher A.S., Mekhonoshin A.S. Composition and geodynamic settings of formation of titanium-bearing ultramafic-mafic massifs in the Central Asian fold belt // *Russian Geology and Geophysics*. - 2000. – V. 41 (8). – P. 1049.

41. Nozhkin A. D., Turkina O. M., Dmitrieva N. V., Travin A.V., Likhanov I.I. Metacarbonate-terrigenous complex of the Derba block (East Sayan): petrogeochemical and isotope parameters, metamorphism, and time of formation // *Russian Geology and Geophysics*. - 2018. – V. 59 (6). – P. 652-672.

42. Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б. Метаморфизм Алхадырского террейна (Восточный Саян) // *Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология и металлогеническое прогнозирование: Материалы Российско-Казахстанского научного совещания*. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. - С. 47-50.

43. Алтухов Е.Н. Тектоника и металлогения юга Сибири. - Москва: Недра, 1986. - 247. с.
44. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Багдасаров Э.А., Римская-Корсакова О.М., Нефедов Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумова Н.Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. - М.: Недра, 1965. - 772 с.
45. Doroshkevich A., Prokopyev I., Kruk M., Sharygin V., Izbrodin I., Starikova A., Ponomarchuk A., Izokh A., Nugumanova Y. Age and Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres of the Arbarastakh Alkaline-Carbonatite Complex, Aldan-Stanovoy Shield, South of Siberian Craton (Russia): Evidence for Ultramafic Lamprophyre-Carbonatite Link // *Journal of Petrology*. - V. 63. - Issue 9.
46. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. Рассмотрение геохимической летописи, запечатленной в осадочных породах. – Москва, Мир. - 1988. - 384 с.
47. Rudnick R. L., Gao S. Composition of the Continental Crust. In: H. D. Holland K. K. Turekian (Eds) *Treatise on Geochemistry*. Elsevier Ltd. - 2003.- V. 3.1 - P. 1-56.
48. 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.
49. Fedoseev G.S. The role of mafic magmatism in age specification of Devonian continental trough deposits: evidence from the Minusa Basin western Siberia Russia // *Bulletin of Geosciences*. - 2008. – V. 83 (4). – P. 473-480.
50. Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Сергеев С.А., Сенников Н.В., Гибшер А.С., Советов Ю.К. Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // *Доклады Академии Наук*. - 2004. - Т. 395. - № 3. - С 367-370.
51. Vorontsov A.A., Gazizova T.F., Yarmolyuk V.V., Fedoseev G.S., Travin A.V., Perfilova O.Y., Posokhov V.F. Differentiated volcanic association of the Minusa trough: mechanisms of formation and sources of melts as exemplified by Batenevo rise // *Petrology*. - 2015. – V. 23 (4). – P. 353–375.
52. Kelemen P. B., Hanghøj K., Greene A. R. One View of the Geochemistry of Subduction-related Magmatic Arcs with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. In: H. D. Holland K. K. Turekian (Eds) *Treatise on Geochemistry*. Elsevier Ltd., - 2003. - V. 3.18 - P. 594-649.

53. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. Chemical Classification of volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram // *Journal of Petrology*. - 1986. – V. 27. - P. 745–750.
54. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders M.J. Norry (Eds) *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication, - 1989. - V. 42 - P. 313–345.
55. Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. - 1986. – V. 14. – P. 493–571.
56. Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V., Dril S., Ernst R., Perfilova O.Y., Grinev O., Komaritsyna T. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // *Gondwana Research*. - 2021. – V. 89 193-219.
57. Новейший вулканизм Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата // *Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы*. - М., ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, 2008, т. 2, 280 с.
58. Ярмолук В. В., Кудряшова Е. А., Козловский А. М., Саватенков В. М. Позднекайнозойская вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии // *Петрология*. - 2011. - Т. 19 (4). - С. 341-362.
59. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – Т. 1. - Москва, Недра, 1990.
60. Костяков Н. П., Краснов В. П., Уфимцев Г. Ф., Янковский В. М. Кайнозойские базальты юга центрального Забайкалья // *Известия Забайкальского географического общества СССР*. – 1969. - Т. 5, вып. 1. - С. 11 – 17.
61. Рассказов С. В. Глубинные включения из позднекайнозойских меланефелинитов юга Центрального Забайкалья // *Геология и геофизика*. – 1987. - № 7. - С. 50–60.
62. Ащепков И. В., Литасов Ю. Д., Литасов К. Д. Ксенолиты гранатовых перидотитов из меланонефелинитов хребта Хэнтей (Южное Забайкалье): свидетельство подъема мантийного диапира // *Геология и геофизика*. – 1996. - Т. 37. - С. 130–147.
63. Litasov K., Taniguchi H. Mantle evolution beneath the Baikal rift. *CHEAS Monograph Series*. № 5. - Tohoku University: Japan, - 2002.- 221 p.
64. Медведев А. Я., Горнова М. А., Дриль С. И., Каримов А. А., Беляев В. А., Иванов А. В., Демонтерова Е. И. Минералогия, геохимия и Sr-Nd-Pb изотопная систематика

позднекайнозойских базанитов Бороздинского гольца (хребет Хэнтей, Южное Забайкалье)
// Геология и геофизика. – 2020. - Т. 61 (8). - С. 1031-1054.

65. Медведев А.Я., Демонтерова Е. И., Каримов А. А., Беляев В. А. Петрология базанитовых лав Дауро-Хэнтейского хребта (РТ- параметры образования, порядок кристаллизации, источники вещества) // Геология и геофизика. – 2021. - Т. 62 (3). - С. 364-381.

66. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-49 — Петровск-Забайкальский. Объяснительная записка. - Картографическая фабрика ВСЕГЕИ: Санкт-Петербург, - 2012. - 346 с.

67. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. Special Publ. – 1989. - V. 42. - P. 313-345.

68. Саватенков В. М., Ярмолюк В. В., Кудряшова Е. А., Козловский А. М. Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований // *Петрология*. – 2010 (3). - С. 297-327.

69. Ярмолюк В.В., Иванов В. Г., Коваленко В. И., Покровский Б. Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // *Петрология*. – 2003. - Т. 11 (1). - С. 3–34.

70. Allegre C. J., Turcotte D. L. Implication of a two-component marble-cake mantle // *Nature*. – 1986. - V. 323. - P. 123-127.

71. Hauri E. Major-element variability in Hawaiiin mantle plum // *Nature*. – 1996. - V. 382. - P. 415-419.

72. Медведев А. Я., Каримов А. А., Беляев В. А. Элементы платиновой группы в базанитах Южного Забайкалья (первые данные) // *Геология и геофизика*. – 2021. - Т. 62 (9). - С. 1264-1274.

73. Danyushevsky L. V., Plechov P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. - 2011. - V. 12 (7).

74. Condi K. L. *Petrogenesis and the record in Earth history*. - Cambridge Un. Press: London. - 2001. - 305 p.

75. Мельников М.Е., Подшувейт В.Б., Пуляева И.А., Невретдинов Эр.Б. Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) // *Тихоокеанская геология*. – 2000. – Т. 19(5). – С. 38–46.

76. Koppers A.A.P., Staudigel H., Wijbrans J.R., Pringle M.S. The Magellan seamount trail: implications for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific Plate motion // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1998. – V. 163. – P. 53–68.
77. Геология гайотов Магеллановых Гор (Тихий океан) // С.П. Плетнев, М.Е. Мельников, В.Т. Съедин и др. Владивосток, Дальнаука. – 2020. – 200 с.
78. Green D.H., Hibberson W.O., Kovacs I., Rosenthal A. Water and its influence on the lithosphere-asthenosphere boundary // *Nature*. – 2010. – 467. – P. 448–451.
79. Green D.H., Hibberson W.O., Rosenthal A., Kovács I., Yaxley G.M., Fallon T.J., Brink F. Experimental study of the influence of water on melting and phase assemblages in the Upper Mantle // *Journal of Petrology*. – 2014. – V. 55(10). – P. 2067–2096.
80. Ridolfi F., Renzulli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130°C and 2.2 GPa // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2012. – V. 163. – P. 877–895.
81. Ridolfi F. Amp-TB2: An Updated Model for Calcic Amphibole Thermobarometry // *Minerals*. – 2021. – V. 11. – P. 324.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Перечень основных публикаций по тематике проекта в 2022 году в соответствии с государственным заданием

Глава в монографии

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

Статьи в рецензируемых изданиях

2. Воронцов А.А. Фракционирование и ассимиляция при формировании девонской антидромной магматической серии Сисимского ареала в Минусинском прогибе: геохимические и Sr-Nd изотопные доказательства // Геодинамика и тектонофизика. - Т. 13, № 4, 0649. – С. 1-8. DOI: 10.5800/GT-2022-13-4-0649.

3. Калашникова Т.В., Костровицкий С.И., Сеницын К.А., Юдинцева Э.Э. Гранаты из кимберлитовой трубки Мир: химический состав и свидетельства метасоматических процессов в литосферной мантии // Геодинамика и тектонофизика. - 2022. - Т.13, № 4, 0661. - С. 1-10. DOI: 10.5800/GT-2022-13-4-0661

4. Костровицкий С.И., Калашникова Т.В., Ащепков И.В. Состав минералов и Р-Т-параметры кристаллизации мантийных пород под кимберлитовыми полями Прианабарья // Геодинамика и тектонофизика. - 2022. - Т.13, № 4, 0665. - С. 1-13. DOI: 10.5800/GT-2022-13-4-0665

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

6. Скузоватов С.Ю., Горнова М.А., Каримов А.А. Минералого-геохимические и Nd-Sr изотопные характеристики амфиболитов высокобарического комплекса Алаг-Хадны (юго-западная Монголия): внутриконтинентальный рифтогенез как прекурсор субдукции континентальной окраины // Петрология. 2022. Т. 30. № 5. С. 545-568.

7. Kostrovitsky S.I., Yakovlev D.A., Sharygin I.S., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Tretiakova I.G., Dymshits A.M., Sekerin A.P. and Malkovets V.G. Diamondiferous lamproites of Ingashi field, Siberian craton // Geological Society, London, Special Publications. - 2022. - V. 513. №1. - P. 45-70 DOI: 10.1144/SP513-2020-274

8. Peretyazhko I.S., Savina E.A. Chemistry and Crystallization Conditions of Minerals in Metasomatized Oceanic Lithosphere and Basaltic Rocks of Govorov Guyot, Magellan Seamounts, Pacific Ocean // Minerals. – 2022. – V. 12(10), 1305. – P. 1-25. DOI:10.3390/min12101305.

9. Sun J., Mitchell R.N., Kostrovitsky S.I., Apen F.E. Siberia's largest pulse of kimberlites: U-Pb geochronology of perovskite and rutile from the Obnazhennaya kimberlite and its xenoliths, Siberia craton // *International Geology Review*. - 2022. - V. 64, № 12. - P. 1743-1754. DOI: 10.1080/00206814.2021.1958384

10. Yakovlev D.A., Kostrovitsky S.I., Fosu B.R., Ashchepkov I.V. Diamondiferous kimberlites from recently explored Upper Muna Field (Siberian Craton): petrology, mineralogy and geochemistry insights // *Geological Society. Special Publications*. - 2022. - V. 513. №1. - P. 71-102 DOI: 10.1144/SP513-2021-9

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Список конференций, в которых участвовали исполнители в 2022 г.

1. С.И. Костровицкий Дискуссионные вопросы происхождения кимберлитов // XII Всероссийская научно-практическая конференция «Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России». 23-25 марта 2022 г., Якутск, ИГАБМ СО РАН. (Доклад онлайн: Костровицкий С.И.)

2. Костровицкий С.И., Яковлев Д.А. Неоднородность литосферной мантии под Якутской кимберлитовой провинцией и ее значение для состава кимберлитов// Научная конференция «Петрология и рудоносность магматических формаций», посвященная памяти член-корреспондента АН СССР и РАН Г.В. Полякова и профессора А.Г. Владимирова. 25-29 апреля 2022 г., Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН. (Доклад онлайн: Костровицкий С.И.)

3. Костровицкий С.И. Контрастные составы кимберлитов - генетические построения// XI международная научно-практическая конференция «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов». 12-15 апреля 2022 г., Москва, ЦНИГРИ. (Доклад онлайн: Костровицкий С.И.)

4. Kostrovitsky S., Yakovlev D., Ashchepkov I., and Tappe S. Inhomogeneity of the composition of lithospheric mantle beneath the Yakutian kimberlite province (EGU22-3753)// EGU General Assembly 2022. 23–27 мая 2022 г., Вена, Австрия. (Доклад онлайн: Ащепков И.В.)

5. Kalashnikova T.V., Solov'eva L.V., Kostrovitsky S.I., Sinitsyn K.A. and Yudintseva E.E. Garnets from xenolith in Mir kimberlite pipe: chemical composition and genesis (EGU22-11936)// EGU General Assembly 2022. 23–27 мая 2022 г., Вена, Австрия. (Доклад онлайн: Калашникова Т.В.)

6. Kalashnikova T., Solov'eva L., Kostrovitsky S., Sinitsyn K., Yudintseva E. The stable oxygen isotope composition of Siberian eclogite xenoliths: paleosubduction significance// Goldschmidt 2022 conference. 10-15 июля 2022 г. (Доклад онлайн: Калашникова Т.В.)

7. Калашникова Т.В., Костровицкий С.И. Гранаты из эклогитовых ксенолитов кимберлитовой трубки Мир: изотопный состав кислорода и оценки P-T условий кристаллизации пород// II молодежная научная конференция-школа ДВГИ ДВО РАН «Геология на окраине континента». 12-16 сентября 2022 г., Владивосток, ДВГИ ДВО РАН. (Устный доклад: Калашникова Т.В.)

8. Костровицкий С.И, Калашникова Т.В., Ащепков И.В. Состав минералов, P-T параметры кристаллизации мантийных пород под кимберлитовыми полями Прианабарья//

XVI Всероссийский семинар «Глубинный магматизм, его источники и плюмы», посвященный памяти Н.В. Владыкина. 17 октября 2022 г., Иркутск, ИГХ СО РАН. (Устный доклад: Костровицкий С.И.)

9. Калашникова Т.В., Костровицкий С.И., Сеницын К.А., Юдинцева Э.Э. Гранаты из кимберлитовой трубки Мир: химический состав и свидетельства метасоматических процессов в литосферной мантии под Мирнинским кимберлитовым полем// XVI Всероссийский семинар «Глубинный магматизм, его источники и плюмы», посвященный памяти Н.В. Владыкина. 17 октября 2022 г., Иркутск, ИГХ СО РАН. (Устный доклад: Калашникова Т.В.)

10. Костровицкий С.И. Происхождение кимберлитовых пород// XX Всероссийская научная конференция «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». 18-21 октября 2022 г., Иркутск, ИГХ СО РАН. (Устный доклад: Костровицкий С.И.)

11. Калашникова Т.В., Костровицкий С.И., Сеницын К.А., Юдинцева Э.Э. Химический и изотопный состав минералов из пироксенитовых ксенолитов кимберлитовой трубки Мир – признаки метасоматических процессов и палеосубдукции// Всероссийская конференция «Современные направления развития геохимии», посвященная 65-летию Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона. 21-25 ноября 2022 г., Иркутск, ИГХ СО РАН. (Устный доклад: Калашникова Т.В.)

12. Костровицкий С.И., Яковлев Д.А., Калашникова Т.В., Дриль С.И., Гаранин К.В. Особенности вещественного состава алмазных месторождений Якутии// Всероссийская конференция «Современные направления развития геохимии», посвященная 65-летию Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона. 21-25 ноября 2022 г., Иркутск, ИГХ СО РАН. (Устный доклад: Костровицкий С.И.)

13. Костровицкий С.И. Происхождение кимберлитовых пород// XI Всероссийская петрографическая конференция «Петрология магматических и метаморфических комплексов». 28 ноября - 2 декабря 2022 г., Томск, ТГУ. (Доклад онлайн: Костровицкий С.И.)

14. Беляев В.А., Горнова М.А., Медведев А.Я., Каримов А.А., Дриль С.И., Щербаков Ю.Д. Геохимия Адацагского офиолитового комплекса (Монголия, Монголо-Охотский складчатый пояс): эволюция магматизма в системе задуговой бассейн – островная дуга // Всероссийская конференция (с участием зарубежных ученых)

«Современные направления развития геохимии». 21-25 ноября 2022 г., Иркутск, ИГХ СО РАН. (Устный доклад: Беляев В.А.).

15. Мехоношин А.С., Орсоев Д.А., Колотилина Т.Б. ЭПГ-Ni-Cu месторождения, связанные с основным и ультраосновным магматизмом Сибирского и Дальневосточного регионов // Научная конференция «Петрология и рудоносность магматических формаций». 25-29 апреля 2022 г., Новосибирск, ИГМ СО РАН. (Устный доклад: Мехоношин А.С.)

16. Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С. Плагиограниты и жильные породы в дунитах и офиолитового комплекса Ольхонского композитного террейна // Научная конференция «Петрология и рудоносность магматических формаций». 25-29 апреля 2022 г., Новосибирск, ИГМ СО РАН. (Устный доклад: Мехоношин А.С.)

17. Шутов В.А., Мехоношин А.С. Гранит-порфиры и альбититы Харанурского массива: роль в нефритообразовании // Научная конференция «Петрология и рудоносность магматических формаций». 25-29 апреля 2022 г., Новосибирск, ИГМ СО РАН. (Устный доклад: Шутов В.А.)

18. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Основные черты металлогении Бирюсинского выступа Сибирского кратона: геодинамический аспект // XX Всероссийская конференция «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». 18-21 октября 2022 г., Иркутск, ИЗК СО РАН. (Устный доклад: Мехоношин А.С.)

19. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Шутов В.А. Оливины реститовых гипербазитов юга Сибири // Всероссийская конференция (с участием зарубежных ученых) «Современные направления развития геохимии». 21-25 ноября 2022 г., Иркутск, ИГХ СО РАН. (Устный доклад: Мехоношин А.С.)

20. Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С., Охремчук Е.Е., Щербаков Ю.Д. Минералы циркония в верлитах Онгуренского массива (Западное Прибайкалье) // Всероссийская конференция (с участием зарубежных ученых) «Современные направления развития геохимии». 21-25 ноября 2022 г., Иркутск, ИГХ СО РАН. (Устный доклад: Колотилина Т.Б.)

21. Воронцов А.А., Гринёв О.М., Ярмолюк В.В., Никифоров А.В. Механизмы формирования девонских SiO₂-пересыщенных и SiO₂-недосыщенных магматических серий Минусинского прогиба Алтае-Саянской рифтовой системы (на основе геологических, геохимических и Sr-Nd изотопных данных) // Научная конференция, посвящённая памяти чл.-корр. АН СССР и РАН Г. В. Полякова и проф. А. Г. Владимирова. 25–29 апреля 2022 г. "Петрология и рудоносность магматических формаций". Ин-т геол. и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН. – Новосибирск : (Доклад онлайн: Воронцов А.А.)

22. Воронцов А.А. Происхождение девонской антидромной магматической серии Сисимского ареала в Минусинском прогибе на основе геологических, геохимических и Sr-Nd изотопных данных // Научное совещание “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту” – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2022. (Устный доклад: Воронцов А.А.)

23. Воронцов А.А., Гринёв О.М. Ярмолук В.В., Никифоров А.В. Девонская трахибазальт-фонотефрит-ийолит-тефрифенолит-трахитовая ассоциация Урюп-Семёновского ареала Минусинского прогиба: геологическое строение, геохимические и Sr-Nd изотопные характеристики // Всероссийская конференция (с участием зарубежных ученых), посвящённая 65-летию Института геохимии им. А.П. Виноградова и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона. “Современные направления развития геохимии”, 21–25 ноября 2022 г. – Иркутск: (Устный доклад: Воронцов А.А.)

24. Воронцов А.А. Происхождение девонских антидромных магматических серий Минусинского прогиба по геохимическим и Sr-Nd изотопным данным (на примере Сисимского ареала) // XI Всероссийская петрографическая конференция с международным участием "Петрология магматических и метаморфических комплексов" (28 ноября - 2 декабря 2022 г.), Национальный исследовательский Томский государственный университет (г. Томск); Лаборатория геохронологии и геодинамики Томского государственного университета (Доклад онлайн: Воронцов А.А.).

25. Медведев А.Я. Серебро в вулканитах Сибирского кратона // Всероссийская конференция (с участием зарубежных ученых), посвящённой 65-летию Института геохимии им. А. П. Виноградова и 105-летию со дня рождения академика Л. В. Таусона. 21-25 ноября 2022 г. г. Иркутск. (Устный доклад: Медведев А.Я.)

26. Медведев А.Я., Дриль С. И., Каримов А. А., Беляев В. А., Горнова М. А. Позднеплиоценовый щелочной вулканизм Южного Забайкалья // Научная конференция Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). 18-21 октября 2022. Иркутск. (Устный доклад: Медведев А.Я.).