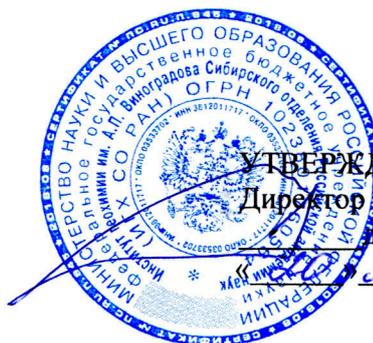


Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. А.П. ВИНОГРАДОВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
(ИГХ СО РАН)

УДК 550.4
Рег. № 121041600032-8



УТВЕРЖДАЮ

Директор ИГХ СО РАН

д.г.-м.н. А.Б. Перепелов

А.Б. Перепелов 18 января 2022 г.

ОТЧЕТ
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

Ультрасовременные-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

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

18.01.2022

А.А. Воронцов

подпись, дата

Иркутск 2021

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

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

 18.01.2022

подпись, дата

А.А.Воронцов

Ответственные исполнители:

Ведущий научный сотрудник,
доктор геолого-
минералогических наук

 18.01.2022

подпись, дата

С.И.Костровицкий

(раздел 1.1)

Старший научный сотрудник,
кандидат геолого-
минералогических наук

 18.01.2022

подпись, дата

А.С.Мехоношин

(раздел 1.2)

Ведущий научный сотрудник,
доктор геолого-
минералогических наук

 18.01.2022

подпись, дата

М.А. Горнова

(раздел 1.3)

Ведущий научный сотрудник,
доктор геолого-
минералогических наук

 18.01.2022

подпись, дата

А.А.Воронцов

(раздел 2.1)

Ведущий научный сотрудник,
доктор геолого-
минералогических наук

 18.01.2022

подпись, дата

А.Я.Медведев

(раздел 2.2)

Ведущий научный сотрудник,
доктор геолого-
минералогических наук

 18.01.2022

подпись, дата

И.С. Перетяжко

(раздел 2.3)

Нормоконтроль

 19.01.2022

подпись, дата

Т.Ю. Гармышева

РЕФЕРАТ

Отчет 77 стр., 31 рис., 4 таб., 158 ссылок.

КИМБЕРЛИТЫ, ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ, МАНТИЙНЫЕ КСЕНОЛИТЫ, НАДСУБДУКЦИОННЫЕ ОФИОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ, ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ

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

Главной целью исследований является расшифровка геодинамических условий образования комплексов основных-ультраосновных пород и реконструкция геологической истории развития региона.

Основными задачами исследований 2021 г. было изучение состава литосферной мантии под Мирнинским кимберлитовым полем; особенностей минерального состава и процессов взаимодействия перидотитов литосферной мантии с бонинитоподобными расплавами в надсубдукционных зонах; выявление минералого-геохимических особенностей состава магматических серий пород континентальных магматических систем юго-западного и юго-восточного обрамления Сибирского кратона и вулканических пород гайота Говорова (Магеллановы горы, Тихий океан).

В ходе выполнения НИР в 2021 г. получены следующие научные результаты:

1) дана вещественная характеристика и рассчитаны P-T условия равновесия минеральных парагенезисов пород литосферной мантии под Мирнинским кимберлитовым полем; 2) изучен состав деплетированных мантийных перидотитов офиолитового комплекса Ольхонского террейна; 3) установлен механизм и дана оценка P-T параметров образования пироксенитовых жил в пределах Эгийнгольского перидотитового массива (Северная Монголия); 4) получены изотопно-геохимические характеристики девонских магматических ассоциаций Минусинского прогиба, позволяющие выяснить состав источников исходных магм и механизмы плюм-литосферных взаимодействий; 5) рассчитан состав и определен порядок кристаллизации родоначального расплава для базанитов Дауро-Хэнтэйского хребта (Южное Забайкалье); 6) изучены минеральный состав и геохимия щелочных базальтоидов гайота Говорова и мантийных ксенолитов из них.

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

Государственное задание по проекту за 2021 г. выполнено в полном объеме. По результатам исследований опубликованы 1 монография, 8 статей в журналах, учитываемых в системе WoS (в том числе 3 статьи в журналах Q1), получено свидетельство о государственной регистрации базы данных, сделано 19 докладов на всероссийских научных конференциях, защищена одна кандидатская диссертация.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	7
Раздел 1 Особенности состава литосферной мантии под разновозрастными структурами земной коры Сибирского кратона и юго-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса	8
1.1 Состав литосферной мантии под Мирнинским кимберлитовым полем (южная часть Якутской кимберлитовой провинции)	8
1.2 Мантийные перидотиты офиолитового комплекса Ольхонского композитного террейна (Западное Прибайкалье)	14
1.3 Геохимия и генезис пироксенитовых жил Эгийнгольского перидотитового массива (Северная Монголия).....	23
Раздел 2 Внутриплитный щелочно-основной магматизм юго-западного и юго-восточного флангов Центрально-Азиатского складчатого пояса и Магеллановых гор.....	35
2.1 Изотопно-геохимические характеристики источников вещества базальтовых магм Минусинского сегмента Алтае-Саянской рифтовой системы	35
2.2 Минералогия и геохимия щелочных кайнозойских базальтов юга складчатого обрамления Сибирской платформы (Южное Забайкалье, р. Жарничиха).....	43
2.3 Минералого-геохимические и изотопные особенности щелочно-базальтоидных пород гайота Говорова	54
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	56
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	58
ПРИЛОЖЕНИЕ А Список публикаций по проекту за 2021 г.....	71
ПРИЛОЖЕНИЕ Б Список конференций, в которых участвовали исполнители, список диссертаций и дипломных работ за 2021 г.	74

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ

В настоящем отчете о НИР применяют следующие сокращения и обозначения:

АСРС – Алтае-Саянская рифтовая система

МПГ - минералы платиновой группы

ЭПГ - элементы платиновой группы

ЮБВО – Южно-Байкальская вулканическая область

ЮХВО – Южно-Хангайская вулканическая область

АВ – щелочные базальты океанических островов

ARC - базальты островных дуг

BAVB (back arc basin basalt) – базальты задуговых бассейнов

BSE – валовый состав Земли

Воп – бонинитовые базальты

САВ – известково-щелочные базальты

Ссп - халькопирит

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

DM – деплетированная мантия

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

EMI и EMII – разновидности обогащенной мантии

HFSE (High field strange elements) - высокозарядные элементы

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

HREE (Heavy rare earth elements) - тяжёлые редкоземельные элементы

Hz – гарцбургит

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

LILE (Large ion lithophile elements) - крупноионные литофильные элементы

LIP - крупные изверженные провинции

LREE (Light rare earth elements) - лёгкие редкоземельные элементы

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

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

Orpxt – ортопироксенит

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

Pn – пентландит

PREMA – умеренно деплетированная преобладающая мантия

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

Sil – силикаты

SSZ (supra subduction zone) – супрасубдукционная зона

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

Tr – троилит

UCC - верхняя континентальная кора

ϵNd – эpsilon неодима

ϵSr – эpsilon стронция

Web – вебстерит.

ВВЕДЕНИЕ

В 2021 г. проводились геологические, геохимические и изотопные исследования основных-ультраосновных пород различного генезиса в структурах Сибирского кратона, его складчатого обрамления и Магеллановых гор. Главной целью исследований является расшифровка геодинамических условий образования комплексов основных-ультраосновных пород и реконструкция геологической истории развития региона.

Исследования 2021 года были направлены на изучение: 1) состава литосферной мантии под Мирнинским кимберлитовым полем (южная часть Якутской кимберлитовой провинции); 2) минералогии и геохимии мантийных перидотитов офиолитового комплекса Ольхонского композитного террейна (Западное Прибайкалье); 3) геохимии и генезиса пироксенитовых жил Эгийнгольского перидотитового массива (Северная Монголия); 4) изотопно-геохимических характеристик девонских магматических ассоциаций Минусинского прогиба; 5) минералогии и геохимии щелочных кайнозойских базальтов юга складчатого обрамления Сибирской платформы (Южное Забайкалье, р. Жарничиха); 6) минералого-геохимических и изотопных особенностей щелочно-базальтоидных пород гайота Говорова и мантийных ксенолитов из них.

В результате проведенных исследований в 2021 году: 1) сделано масштабное обобщение существующих представлений о геологической истории Земли от её зарождения до настоящего времени [1]; 2) установлены отличительные черты состава литосферной мантии под Мирнинским кимберлитовым полем (юг Якутской кимберлитовой провинции) [2]; 3) создана база данных «Геохимия ультрабазитов центральной части Восточного Саяна (юг Сибири)» для хранения и анализа пространственно привязанных геохимических данных по ультрабазитовым комплексам центральной части Восточного Саяна [3]; 4) предложены модели образования композиционной неоднородности оливина деплетированных мантийных перидотитов офиолитового комплекса Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье); 5) установлена стадийность процессов образования пироксенитовых жил Эгийнгольского массива (Северная Монголия), их связь с просачиванием высоко-Са бонинитовых расплавов [4]; 6) определены главные факторы, контролируемые наблюдаемое разнообразие магматических ассоциаций Минусинского прогиба [5]; 7) рассчитаны параметры формирования родоначального расплава и определены источники вещества для кайнозойских базанитов Дауро-Хэнтейского хребта (Южное Забайкалье) [6]; 8) получены данные по геохимии и возрасту щелочных базальтоидов и составу метасоматизированных перидотитов океанической литосферы под гайотом Говорова (Магеллановы горы, Тихий океан) [7].

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ ОТЧЁТА

Раздел 1 Особенности состава литосферной мантии под разновозрастными структурами земной коры Сибирского кратона и юго-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса

1.1 Состав литосферной мантии под Мирнинским кимберлитовым полем

Строение литосферной мантии под древними кратонами и процессы, влиявшие на ее эволюцию, привлекают внимание исследователей в связи с проблемой генезиса алмазов. Петрологический подход исследования состава литосферной мантии основан на изучении состава ксенолитов и отдельных барофильных минералов, выносимых кимберлитовыми породами из мантийных глубин. К сожалению, чрезвычайная редкость находок неизменных мантийных ксенолитов существенным образом ограничивает возможности изучения неоднородности мантии в пределах целого кратона. Состав литосферной мантии под кимберлитовыми полями Якутской провинции был изучен по коллекциям неизменных мантийных ксенолитов, отобранных большей частью из трубок Удачная-Восточная из Далдынского поля и Обнаженная из Куойкского поля [2; 8-12, и другие]. К алмазоносным кимберлитовым полям Сибирского кратона относится Мирнинское кимберлитовое поле (Маганский террейн [13]). Следует отметить, что литосферная мантия под данным южным кимберлитовым полем отличается от алмазоносных Далдынского и Алакитского кимберлитовых полей, находящихся в центре кратона [10; 14 и другие].

Нами была исследована коллекция мантийных ксенолитов из трубки Мир (57 образцов). Образцы представлены перидотитами (Grt лерцолитами) и пироксенитами (Grt вебстеритами, Grt клинопироксенитами и эклогитами). Большую часть отобранной коллекции (44 образца) составляют пироксениты. Также были изучены составы макрокристов граната из трубок Мирнинского поля - трубки Интернациональная, Таежная и им. 23 съезда КПСС (более 300 анализов).

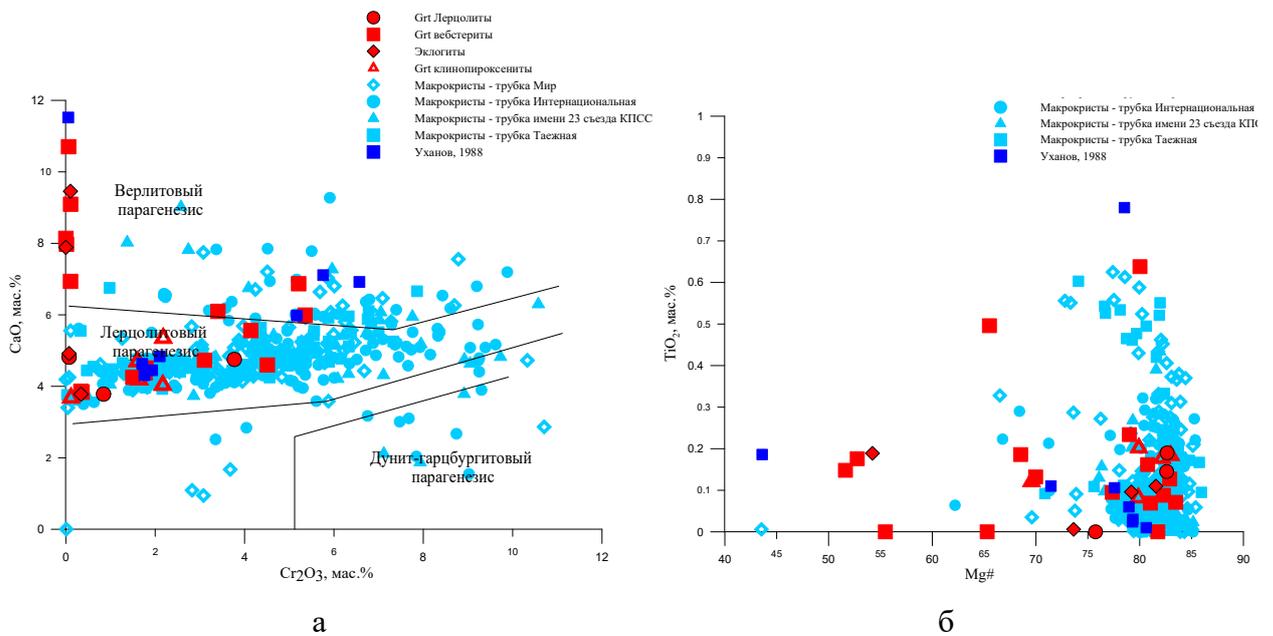
На основе данных по петрографическим особенностям, составу минералов (гранат, клинопироксен) дана вещественная характеристика различных типов пород в литосферной мантии под Мирнинским кимберлитовым полем. С помощью различных геотермометров были рассчитаны P-T характеристики равновесия пород. Также были получены новые данные по изотопному составу кислорода в гранатах и пироксенах из пироксенитов.

Лерцолиты из трубки Мир характеризуются высокой степенью изменения, во многих образцах оливин и ортопироксен замещены серпентином (до 50-70%). При этом гранат остается неизменным. Вебстеритовые породы характеризуются наличием ортопироксена и клинопироксена, при этом клинопироксен может содержать ламелли структур распада ортопироксена и граната. Гранатовые пироксениты (вебстериты)

отличаются оранжево-красноватым цветом граната и темно-зеленым цветом пироксена, содержание которого достигает 30-40%. Среди них преобладают средне- и крупнозернистые гипидиоморфнозернистые структуры, также наблюдаются порфиробластовые и гранобластовые структуры (до мозаичных). В гранатовых клинопироксенитах обычно присутствует рутил в виде тонких (5 - 20 мкм) пластинок распада в гранате и клинопироксене. В пироксенитах также развиваются серпентин и хлорит, замещающие пироксены. Эклогиты характеризуются гранобластовой структурой и оранжеватым или розоватым цветом граната. Вторичные изменения выражены в развитии кальцита, целестина-барита, амфибола и флогопита по пироксену, в некоторых образцах - сульфидов (пирита).

В различных типах пород из ксенолитов трубки Мир были изучены химические составы минералов. Полученные аналитические данные по химическому составу граната приведены на рисунках 1-2. На дискриминационной диаграмме Н.В. Соболева (Рисунок 1А) гранаты из лерцолитов и Grt-клинопироксенитов попадают, в основном, в область лерцолитового парагенезиса, отличаясь относительно низким содержанием CaO (3.68 - 5.35 мас.%) и Cr₂O₃ (0.07-3.7 мас.%). Подчиненное количество зерен граната относится к верлитовому парагенезису. Гранаты из данных групп пород также отличаются относительно высокой магнезиальностью (75-83) и низкими содержаниями TiO₂ (до 0.2 мас.%) (Рисунок 1Б). Наиболее широкими вариациями составов отличаются породы, отнесенные к вебстеритам. Эклогиты характеризуются высококальциевым (3.78 - 9.46 мас.%) и высокожелезистым (7.77 - 17.20 мас.%) составом граната, на диаграмме Н.В. Соболева попадая в область верлитового парагенезиса. Полученные нами данные по составу минералов в целом согласуются с литературными [10]. Следует отметить, что ни один из изученных составов гранатов из ксенолитов не попал в область алмазоносного высокохромистого дунит-гарцбургитового парагенезиса (в отличие от мантийных ксенолитов трубки Удачная). На графиках также приведены составы мегакристов граната из тяжелой фракции кимберлитов различных трубок Мирнинского поля. Большинство из этих анализов попадает в область лерцолитового парагенезиса. Единичные составы попадают в область дунит-гарцбургитового парагенезиса.

В целом гранаты из литосферной мантии под Мирнинским кимберлитовым полем характеризуются низкотитанистым составом граната (до 0.7 мас.%) (Рисунок 1-2). При этом не наблюдается четкого тренда распределения составов, которые могли бы свидетельствовать о направленном процессе. В отличие от Мирнинского поля, другие южные алмазоносные поля характеризуются, в основном, относительно высоким содержанием TiO₂ в гранатах (до 0.7 - 1.3 мас.%) и высоким значением Mg# (80.6-82.6).



А - Диаграмма CaO-Cr₂O₃ по [8]. Б - Диаграмма TiO₂ - Mg#. Mg# = Mg/(Mg+Fe) × 100 %, мол. %. Использованы наши аналитические данные. Красные значки - данные для мантийных ксенолитов из трубки Мир. Синие значки - литературные данные [10].

Рисунок 1 - Химический состав граната из ксенолитов трубки Мир

При этом в Мирнинском поле практически не встречены деформированные гранатовые лерцолиты, которые широко распространены в трубке Удачная (до 60%). Деформированные лерцолиты из трубки Удачная (как и в целом Далдынское поле) отличаются высоким содержанием TiO₂ в гранатах - до 1.5 мас.% [12; 15-17, наши данные]. Предполагается, что деформированные перидотиты являются результатом воздействия метасоматизирующих обогащенных расплавов из астеносферной мантии на деплетированные гарцбургиты.

Для 4 наименее измененных образцов пироксенитов и эклогитов был определен изотопный состав кислорода в гранате и клинопироксене. Результаты приведены в таблице 1 и на рисунке 3. Значение δ¹⁸O изменяется в Срх от 5.7-5.8‰ в клинопироксенитах и 6.1-6.1‰ в эклогитах. В целом минералы из пироксенитов демонстрируют значения δ¹⁸O, несколько превышающие мантийные значения [18; 19], что позволяет предположить широкое развитие метасоматических процессов плавления в литосферной мантии юга Сибирского кратона и образование мегакристаллических пироксеновых кумулатов. В некоторых случаях метаморфическая перекристаллизация приводит к δ¹⁸O изотопному равновесию между гранатом и клинопироксеном. Для минералов из эклогитов отмечены более высокие значения δ¹⁸O, значительно выше мантийных, что может свидетельствовать о происхождении эклогитов из субдуцированной океанической коры, о наличии субдукционной компоненты в процессе формирования литосферной мантии.

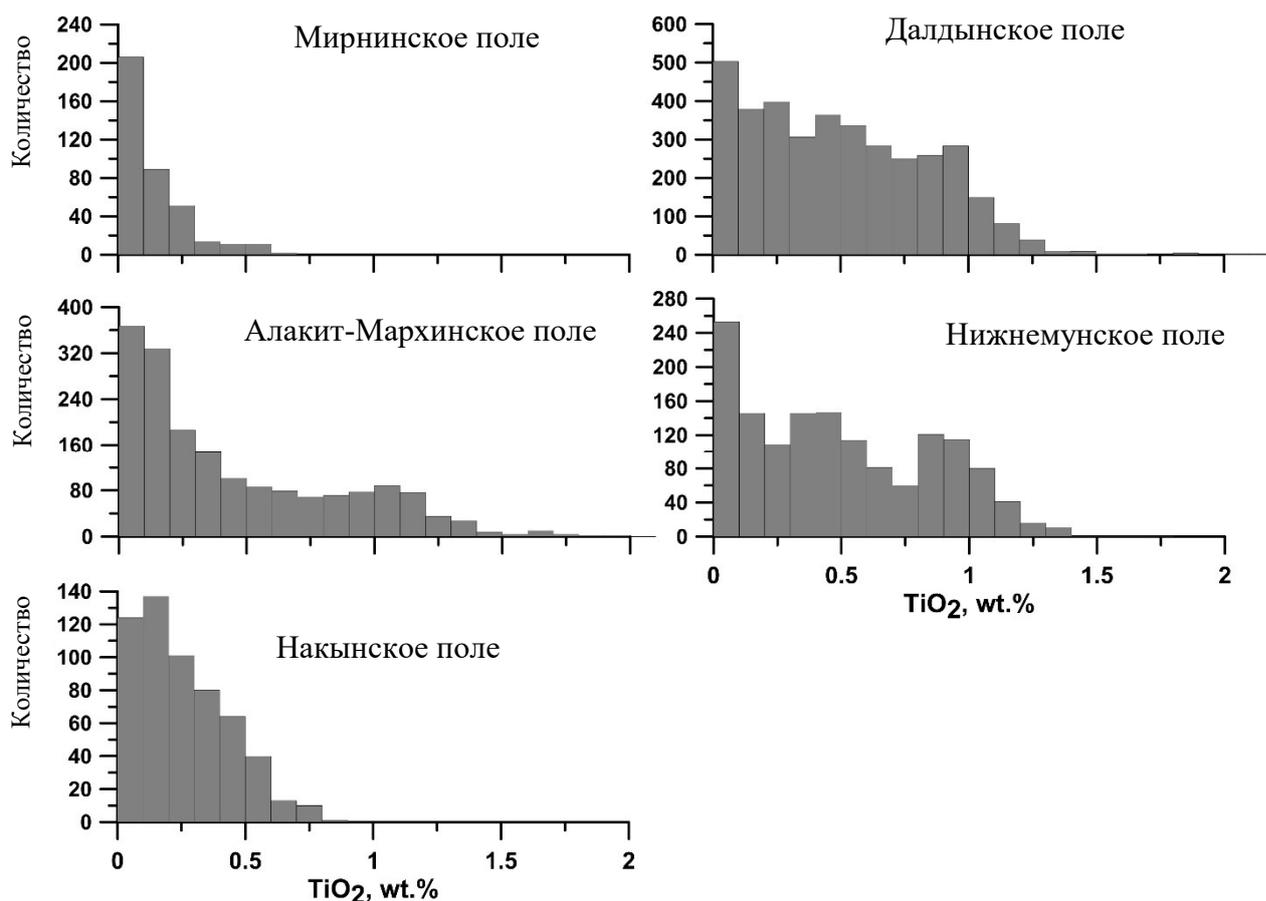
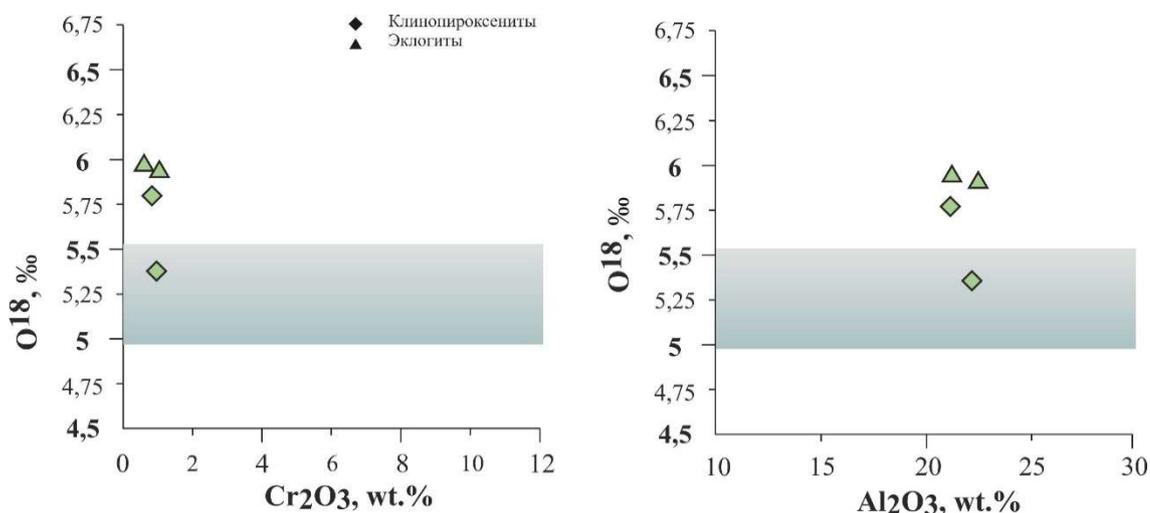


Рисунок 2 - Гистограмма распределения TiO_2 в гранатах из алмазоносных кимберлитовых полей южной части Сибирского кратона

Таблица 1 - Изотопный состав кислорода $\delta^{18}O$ (VSMOW, ‰) в минералах из ксенолитов

№ пробы	Трубка	Описание породы	Grt	Cpx
76-553	Мир	Grt клинопироксенит	5.8	5.8
00-239	Мир	Grt клинопироксенит	5.3	5.7
00-256	Мир	Эклогит мелкозернистый	5.9	6.1
01-116	Мир	Эклогит крупнозернистый	5.9	6.2
Средние мантийные значения			5.3±0.3 [19]	5.57±0.32 [18]

Также были оценены P-T параметры кристаллизации ксенолитов (Таблица 2, рисунок 4). Оценки температур равновесия производились по термометрам, основанным на обменных реакциях между гранатом и клинопироксеном ($Mg^{2+} - Fe^{2+}$) [20-22]. Также использовался мономинеральный Cpx - термобарометр [23; 24]. Отдельные рассчитанные геотермы теплового потока приведены по [25]. Присутствие ромбического пироксена в структурах распада с сосуществующим гранатом в некоторых образцах позволило применить Орх-Grt термобарометры [26-28].



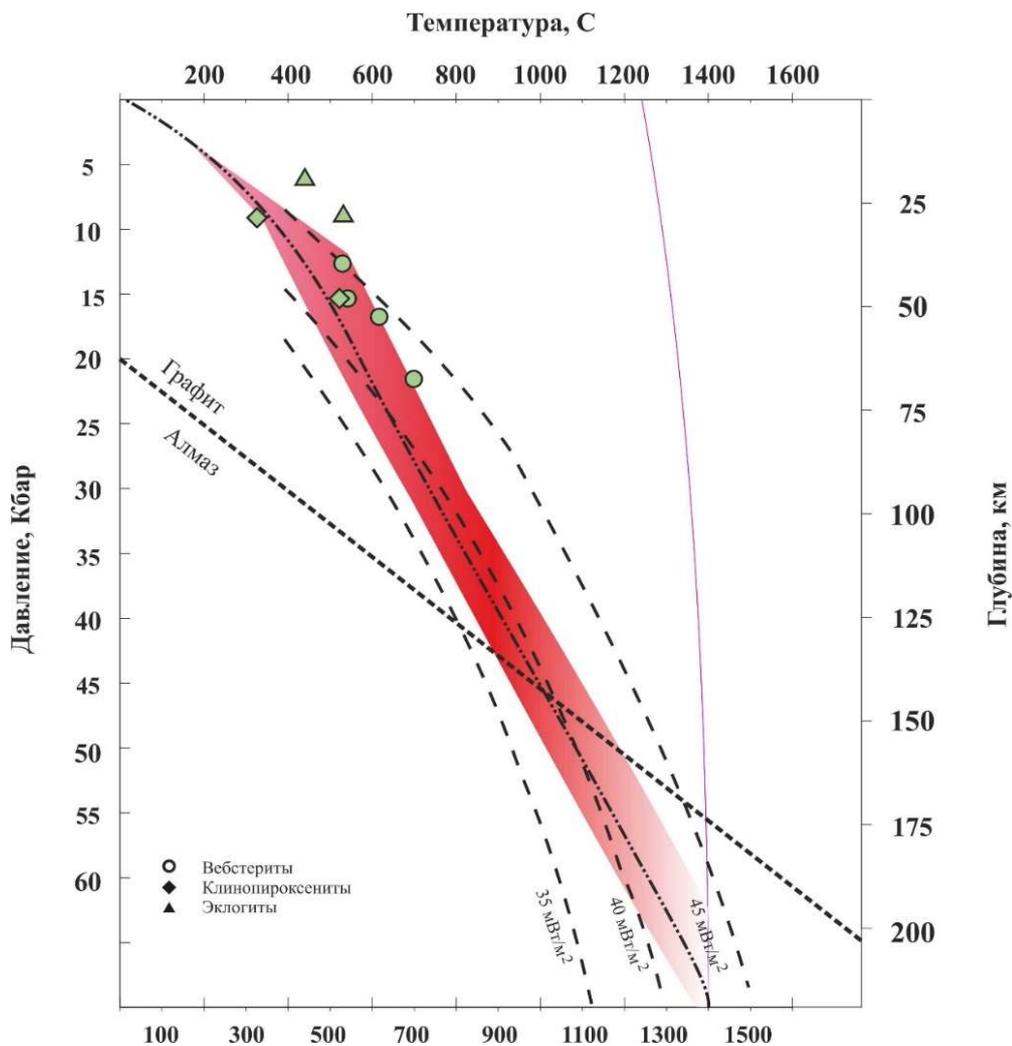
Серое поле - диапазон величины $\delta^{18}\text{O}$ в мантийных минералах [19].
 Рисунок 3 - Зависимость величины $\delta^{18}\text{O}$ от Al_2O_3 и Cr_2O_3 в гранатах из ксенолитов трубки Мир

В целом можно отметить, что эклогиты отличаются наиболее низкими рассчитанными P-T параметрами кристаллизации (520 - 560 °C; 4.3 - 9 ГПа) и не укладываются на рассчитанную геотерму для ксенолитов трубки [17], что может подтверждать их происхождение в зонах субдукции на небольших глубинах. Вебстериты и клинопироксениты показывают широкий разброс значений параметров кристаллизации (380 - 730°C; 10 - 25 ГПа), что может быть связано с их постепенным охлаждением после кристаллизации и возможной последующей метаморфической перекристаллизацией.

Таблица 2 - Расчет P-T параметров равновесия ксенолитов из трубки Мир

№ пробы	Порода	T	P	T	P	T	P
		NT	NT	БК	NG	Ai	NT
00/251	Grt вебстерит	687	25.9	757	22.3	705	21.1
00/252	Grt вебстерит	689	27.8	631	17.6	588	15.2
00/256	Эклогит мелкозернистый	526	9	-	-	554	8.1
00/302-3	Grt вебстерит	619	22.3	668	17.1	619	16.8
01/116	Grt вебстерит	660	13.5	666	17.1	578	13.7
10/48	Grt клинопироксенит	736	13.9	-	-	383	10.0
76/553	Grt клинопироксенит	523	10.3	634	16.8	560	15.1
77/119	Эклогит	520	4.3	-	-	485	5.3

Примечание: NT - [23-24]; KR - [21-22]; Ai -[20]; BK - [26-27]; NG -[28].



Красное поле - геотерма для трубки Мир по [17].

Рисунок 4 - Оценки P-T условий формирования ксенолитов из трубки Мир

Температуры, рассчитанные по Орх-термометру, несколько выше, чем по мономинеральному S_{rx} - термометру, фиксируя образование структур распада в пироксенах. Рассчитанная толщина литосферы под Мирнинским полем составляет до 190 км, что значительно меньше, чем в центре кратона (до 220-240 км) [11; 29].

Таким образом, установлено, что литосферная мантия под Мирнинским кимберлитовым полем отличается от литосферной мантии под другими алмазоносными полями более широким развитием эклогитов и пироксенитов (до 50%), низко-Ti составом пород и практическим отсутствием деформированных лерцолитов. Данные признаки, вероятно, свидетельствуют о минимальном проявлении силикатного метасоматоза в литосферной мантии под Мирнинским полем (в отличие от центра Сибирского кратона), что, возможно, в целом явилось благоприятным условием лучшей сохранности алмазов.

1.2 Мантийные перидотиты офиолитового комплекса Ольхонского композитного террейна (Западное Прибайкалье)

Офиолитовые комплексы представляют собой фрагменты верхней мантии и океанической коры, которые фиксируют тектоническую эволюцию океанических бассейнов от стадий их рифтогенеза и распространения морского дна до начала субдукции и окончательного закрытия [30-32]. Петрографические и геохимические исследования верхнемантийных перидотитов в офиолитах предоставляют ценную информацию об образовании расплава, его взаимодействии с древней океанической литосферой и, в конечном счете, о тектонических условиях их формирования [32; 34].

Кроме того, одной из составных частей офиолитовых комплексов являются плагиограниты, которые рассматриваются рядом исследователей в качестве крайних дифференциатов основных магм [30; 35]. Чаще всего они наблюдаются в виде малых интрузий или небольших штоков внутри комплекса параллельных даек [35; 36]. Однако, плагиогранитные интрузии могут быть внедрены в породы офиолитового комплекса и после его становления. В этом случае их образование может быть связано с частичным плавлением базитового субстрата [37; 38]. В любом случае определение геохимических характеристик плагиогранитов, их взаимоотношений с породами офиолитового комплекса позволяют проследить историю геологических процессов и дают важную информацию об эволюции океанической коры.

Ольхонский композитный террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса является одним из террейнов раннепалеозойского Прибайкальского коллизионного пояса, который сформировался вдоль южной границы Сибирского кратона на начальных стадиях закрытия Палеоазиатского океана за счет причленения различных по возрасту и геодинамической природе террейнов к окраине кратона [39]. Он является гетерогенной структурой и представляет собой коллаж отдельных блоков, которые отличаются друг от друга по составу пород, степени метаморфической переработки, возрасту и геодинамическим условиям их образования [39]. В настоящее время надежно установлены основные рубежи реализации аккреционно-коллизионных процессов, проявившихся на интервале от 510 до 460 млн лет и приведших к формированию его структуры [39-43].

В последние годы в данном регионе были выделены фрагменты супрасубдукционных офиолитовых комплексов, представленные деплетированными (реститовыми) мантийными перидотитами (гипербазитами) [44; 45] и различными габброидами [45]. Ранее было установлено, что тела реститовых гипербазитов сконцентрированы вдоль простирания главных тектонических структур, залегают конформно по отношению к вмещающим толщам [44].

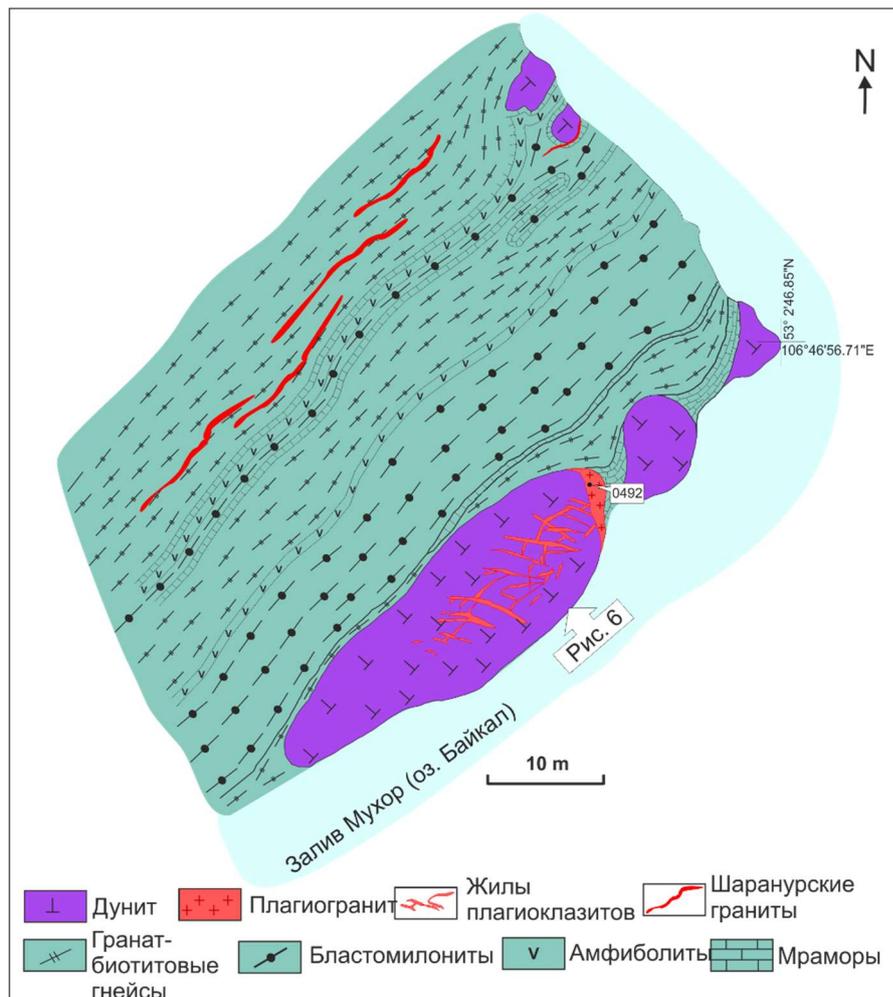


Рисунок 5 – Геологическая карта юго-восточной части полуострова Шида по [44] с дополнениями и изменениями

Всего в регионе насчитывается около 150 гипербазитовых тел [46], находящихся в тектонизированном матриксе из мраморов, амфиболитов, мигматизированных гранат-биотитовых гнейсов и бластомилонитов по ним. Одной из особенностей реститовых гипербазитов Ольхонского композитного террейна является отсутствие типичных для перидотитов верхней мантии структур при крайне низкой степени серпентинизации, что в целом нехарактерно для пород мантийной части разреза офиолитовых комплексов.

Объектами изучения в 2021 году были массивы реститовых гипербазитов из офиолитового комплекса Ольхонского композитного террейна на полуострове Шида (Рисунок 5) и дайки плагиогранитов (Рисунок 6), которые секут ультраосновые тела, но не выходят во вмещающие породы. Ранее [44] эти граниты рассматривались как составная часть коллизионных гранитоидов шаранурского комплекса [47], широко распространённого в данном регионе. Однако полученные в 2021 году данные по минеральному и редкоэлементному составу плагиогранитов, тесно ассоциирующих с массивами реститовых гипербазитов демонстрируют существенные отличия их от коллизионных гранитоидов.



(а) Общий вид наиболее крупного тела; (б) – жилы плагиоклазитов; (в) – дайка плагиогранитов.

Рисунок 6 – Выходы реститовых гипербазитов на полуострове Шида

Кроме того, внутри массивов присутствуют многочисленные жилы зонального состава, распространение которых также ограничено контурами ультраосновных тел.

В задачи исследований входило: 1) изучение состава оливинов из реститовых гипербазитов; 2) изучение минерального и химического состава плагиогранитов и зональных жил внутри тел реститовых гипербазитов; 3) оценка влияния гранитного расплава на вмещающие дуниты.

Пять блоков реститовых гипербазитов обнажены в береговой линии залива Мухор озера Байкал (см. рисунок 5). Самый крупный из них в настоящее время имеет размеры надводной части 10-20×50×10 м; к северо-востоку от него расположена цепочка более мелких тел размером от первых до десятков метров. Внутренне строение тел гипербазитов однородное. Модальный состав пород отвечает дунитам, содержащим 90-95 об. % оливина, 7-3 об. % ортопироксена, 2-5 об. % шпинели, количество серпентина не превышает 1-2 об. %.

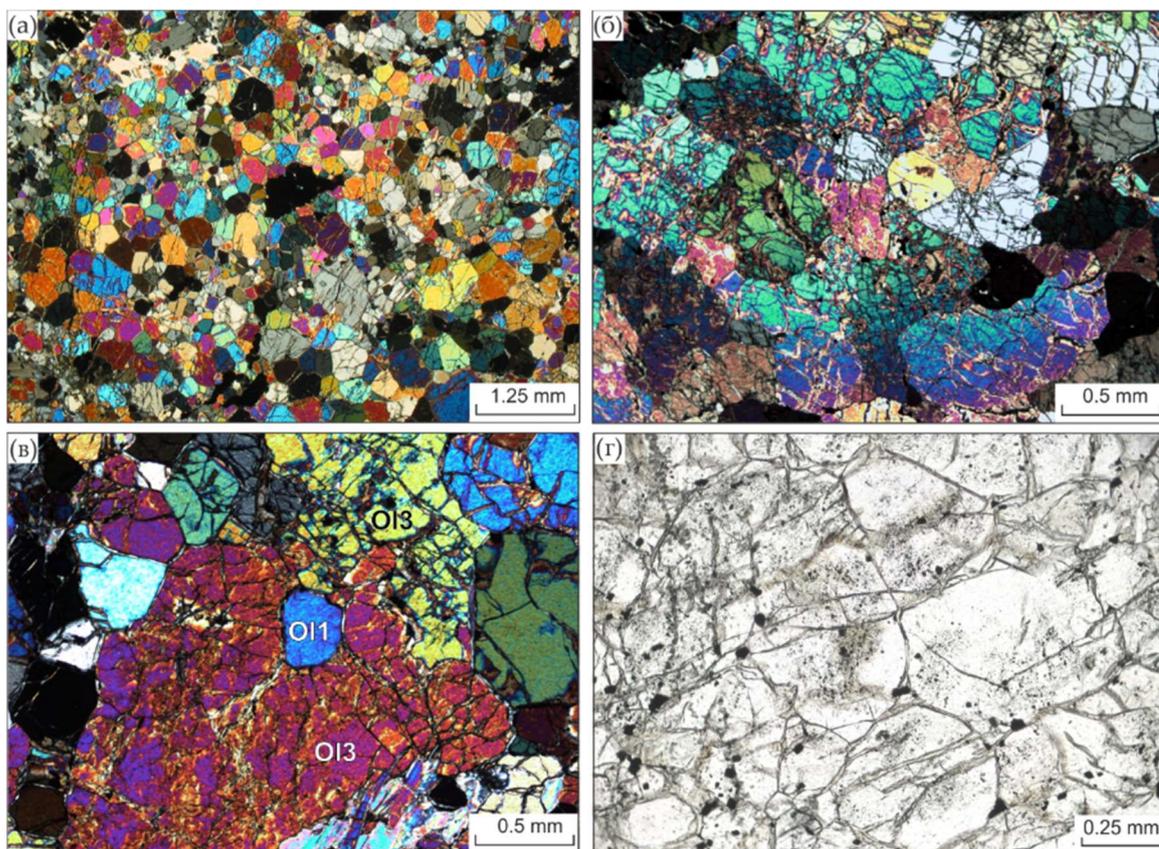


Рисунок 7 – Характерные микроструктуры дунитов

Несмотря на то, что модальный состав пород отвечает дунитам, на проекции системы $MgO-SiO_2-H_2O$ (MSH) из вершины H_2O на линию $MgO-SiO_2$ [52] они лежат в поле гарцбургитов.

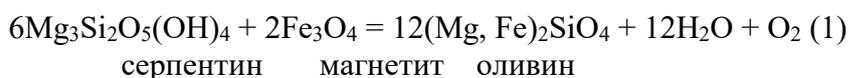
Как отмечалось выше породы слабо серпентинизированы и демонстрируют текстуры, которые в большей степени соответствуют гранобластовым (Рисунок 7а), порфиро-бластовым (Рисунок 7б) и пойкилобластовым структурам метаморфических пород [48, 49]. В отличие от протогранулярных и порфирокластических структур, типичных для перidotитов верхней мантии [49-51], здесь отсутствуют присущие шпинелям остролистные и вермикулярные формы.

В изученных массивах нами выделяется три типа оливина: 1) мелкие изометрические зерна с округлым включением Cr-шпинелей (Fo_{91-92} , $NiO \sim 0.38$ мас. %) (Рисунок 7в, O11); 2) среднезернистые гранобластовые оливины с пылевидными включениями магнетита (Fo_{94-95} , $NiO - 0.2-0.3$ мас. %) (Рисунок 3г) и 3) мелко- и крупнозернистые гранобластовые оливины без включений (Fo_{89-91} , $NiO - 0.30-0.34$ мас.%) (Рисунок 7в, O13).

Наблюдаемая структурная и композиционная неоднородность оливина может быть обоснована их различным генезисом [53]. Оливины первого типа скорее всего являются реликтовыми и сохранились в процессе серпентинизации. Это предположение

подтверждается размером, небольшим количеством и составом оливина, который согласуется с таковым оливина из деплетированных мантийных перидотитов [53-55].

Оливины второго типа могут быть образованы в результате дегидратации серпентина, поскольку включения магнетита, скорее всего, образовались в результате серпентинизации и были заключены в оливин во время его перекристаллизации из серпентина [48; 53; 56-61]. Образование оливина третьего типа также может быть объяснено дегидратацией серпентина. Более низкое содержание форстеритового компонента в этих оливинах может быть связано с неоднородностью состава, ранее существовавшего антигорита [56] или участием магнетита в метаморфизме, выраженном реакцией (1) по [58; 61]:



В этом случае дегидратация серпентина происходила при различных условиях фугитивности кислорода.

Для оливинов предположительно метаморфогенного генезиса были получены данные по содержаниям редких элементов с помощью метода LA-ICP-MS (Таблица 3).

Таблица 3 - Редкоэлементный состав оливинов (г/т)

Элемент	Li	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni
Изотоп	7	43	45	47	51	52	55	59	60
Мантийные ксенолиты									
88-144	1,2	630	0,1	30	2,6	160	500	110	2200
88-154	0,8	460	0,1	40	2,8	30	540	120	2700
88-163	2,2	500	0,1	30	4,1	60	600	130	2800
Реститовые гипербазиты									
04-61	0,92	368	0,2	7	10,6	80	310	80	1300
04-67	0,99	958	0,0	2	0,4	20	200	40	1000
04-77	0,56	404	0,1	1	0,2	20	230	60	1400
83-1030	0,55	229	0,1	1	0,2	4	290	70	1600

Оливины реститовых гипербазитов характеризуются крайне низким уровнем и узким диапазоном вариаций содержаний большинства элементов, по сравнению с оливинами мантийных ксенолитов. Значительные колебания наблюдаются для Ca, V, Sc и Cr, которые на данном этапе исследований не могут быть однозначно объяснены. Стоит отметить, что в целом для оливинов из реститовых гипербазитов и мантийных лерцолитов величина Ni/Co отношения варьирует в довольно узком диапазоне 18-25.

Дайка плагиогранитов сечёт дуниты, но не выходит во вмещающую толщу, контакты с породами которой тектонические. Такая же дайка плагиогранитов наблюдается и в одном из блоков реститовых гипербазитов губы Базарной.

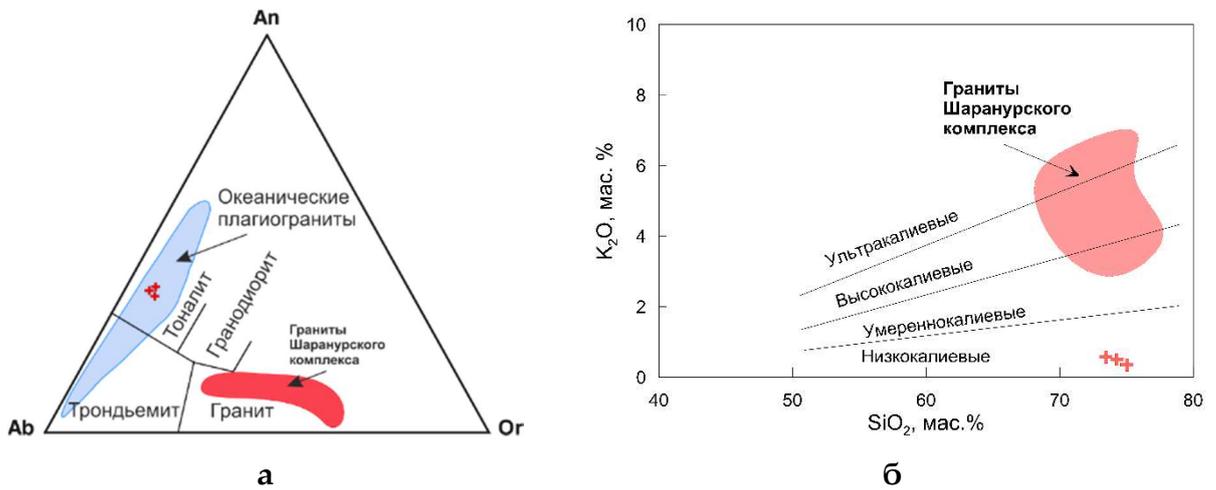
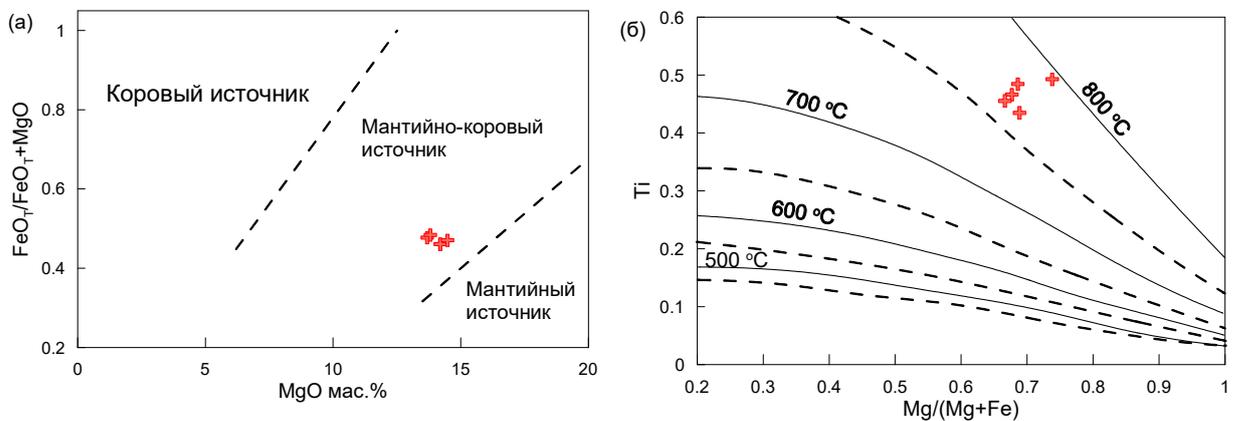


Рисунок 8 – Особенности состава плагиогранитов

Плагиограниты представляют собой массивные светло-серые неравномернозернистые породы, по модальному и нормативному составу отвечающие тоналитам (рисунок 4а), состоящие из плагиоклаза, кварца и магнезиального биотита. В небольших количествах присутствуют кали-натриевый полевой шпат и мусковит. Акцессорные минералы – фторапатит, циркон и рутил. Состав плагиоклаза отвечает андезину (An_{32-35}), кали-натриевый полевой шпат характеризуется содержанием альбитового компонента до 8 мол.%, кроме того он содержит до 2 мас. % бария.

Хорошо известно [62-64], что одним из источников информации об условии кристаллизации гранитных расплавов является состав слюд. В плагиогранитах состав темных слюд отвечает магнезиальному биотиту с содержанием титана до 4 мас. %, по соотношению таких компонентов как TiO_2 , FeO_T и MgO их состав соответствует составу первичных неизменённых биотитов [63]. Положение составов биотитов на диаграмме соотношения величины коэффициента железистости и уровня содержаний MgO (Рисунок 5а) свидетельствует об их кристаллизации из гранитных магм, имевших смешанный мантийно-корový источник, при температурах выше $750\text{ }^\circ\text{C}$ (Рисунок 8б).



а – поля по [35], б – изотермы по [36].

Рисунок 9 – Состав биотита из плагиогранитов

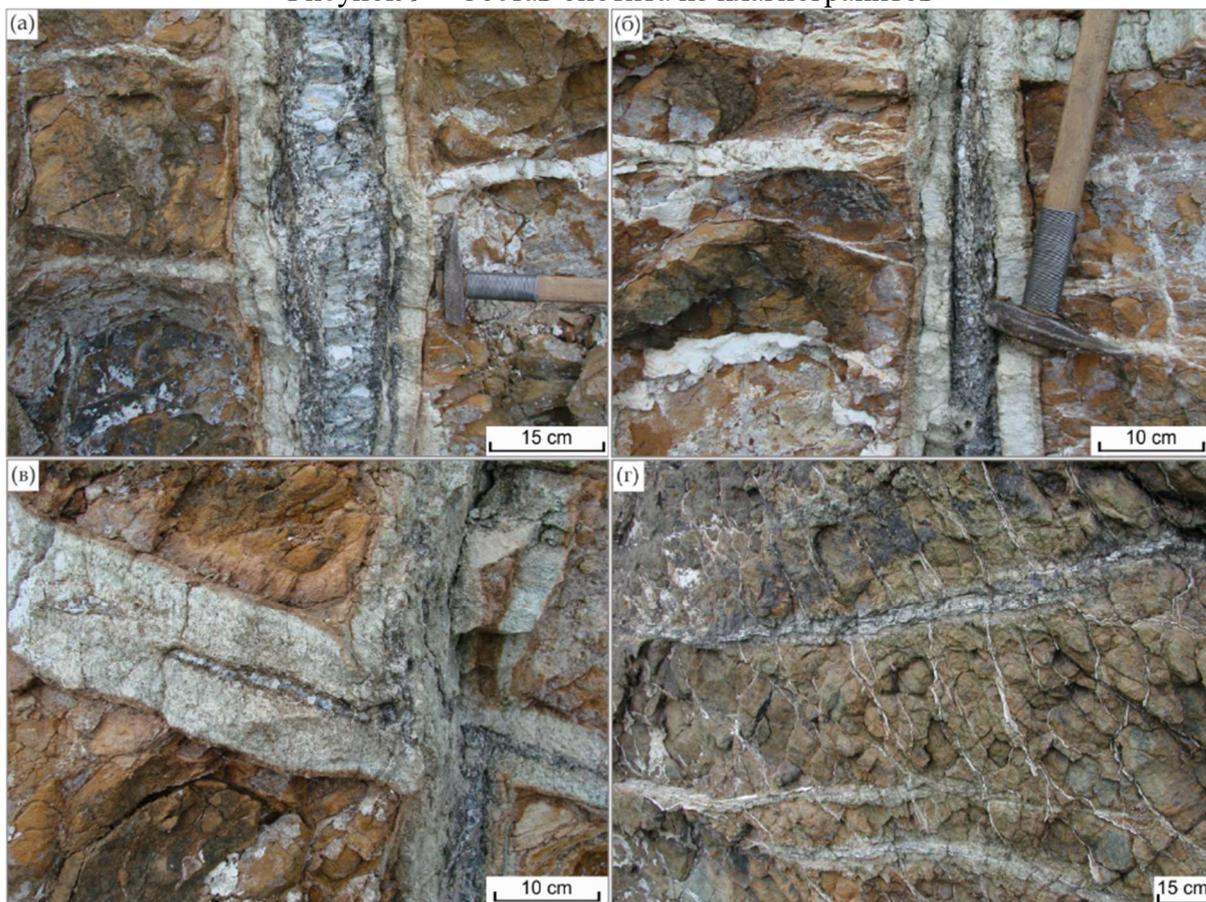


Рисунок 10 – Типы жильных пород в дунитах полуострова Шида

Как уже отмечалось выше, ранее [44] эти плагиограниты рассматривались как составная часть коллизионного шаранурского комплекса гранитоидов, широко распространённого в данном регионе. Однако как видно на диаграммах (Рисунок 8) нормативные составы и соотношение содержаний K_2O и Na_2O в гранитоидах шаранурского комплекса существенно отличаются от плагиогранитов, ассоциирующих с деплетированными перидотитами, которые характеризуются резким преобладанием натрия над калием, высокой величиной Sr/Y (240) и La_N/Yb_N (25) отношений, повышенными содержаниями Cr (20 г/т).

Жильные породы выполняют систему разрывных нарушений в центральной части наиболее крупного дунитового тела (Рисунок 6). Все жилы имеют симметрично-зональное строение, размер зон и их минеральный состав зависят от их мощности. Нами детально изучена наиболее крупная жила, мощностью ~ 20 см. Центральная часть жилы (зона 1) сложена преимущественно плагиоклазом (альбитом) (до 90-98 об. %), в небольшом количестве присутствуют мусковит, биотит, калиевый полевой шпат, хлорит. На контакте с дунитом четко выделяется зона (зона 4), состоящая из реликтового и новообразованного ортопироксена, серпентина, хлорита, магнезита и гидроокислов железа. По направлению к

центру жилы эта ассоциация минералов сменяется зоной (зона 3), состоящей из серпентина и хлорита, затем – из серпентина и магнезита (зона 2).

Таблица 4 - Химический состав плагиогранитов и жильных пород

Компонент	Плагио-гранит	Жильные породы				Дунит
		Зона 1	Зона 2	Зона 3	Зона 4	
SiO ₂ , мас. %	75.04	58.39	41.28	44.87	33.91	38.67
TiO ₂	0.08	0.02	0.27	0.12	<0.01	-
Al ₂ O ₃	7.17	22.25	1.86	2.19	1.19	0.16
Fe ₂ O ₃	-	-	1.05	4.58	10.85	4.32
FeO	0.93	0.09	0.54	6.01	1.26	5.39
MnO	0.02	0.01	0.06	0.31	0.12	0.14
MgO	3.67	4.46	39.81	28.72	32.91	45.66
CaO	5.05	3.67	0.60	1.30	1.80	0.50
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	<0.01	0.02	0.02
Na ₂ O	1.94	7.45	0.04	0.07	0.01	0.02
K ₂ O	0.36	1.09	0.23	0.02	0.03	Н.п.о.
CO ₂	4.83	0.14	1.32	3.63	7.04	0.11
H ₂ O ⁺	0.83	1.72	12.32	7.09	9.68	3.48
Сумма	100.04	99.32	99.40	98.91	98.82	98.47
Rb, г/т	1	16	5	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Li	9	26	23	23	4	3
Cr	17	9	84	3100	3400	3800
Ni	26	19	387	896	2800	2300
Sr	340	350	50	60	130	Н.п.о.

Примечание. Прочерк – нет данных, н.п.о. – ниже предела обнаружения.

Биотит жильных пород отличается от биотита из гранитов меньшим содержанием титана и магния. Состав хлорита отвечает тальк-хлориту, а серпентина - хризотилу.

Химический состав плагиоклазитов (Таблица 4, Зона 1) характеризуется высоким содержанием Al₂O₃, Na₂O, умеренным – CaO и MgO и низким – FeO_{общ.}. По направлению к вмещающим дунитам в жильных породах наблюдается снижение содержаний SiO₂ (Рисунок 3а). В целом для зон 2-4 характерно низкое содержание Al₂O₃. В зоне 2 содержание железа сопоставимо с таковым в плагиоклазите, а для зон 3 и 4 характерно содержание железа, сопоставимое с таковым в дуните, но в зоне 4 количество Fe₂O₃ значительно превышает FeO. При этом количество MgO является высоким в зонах 2-4 и варьирует в диапазоне 40–30 мас. %, что несколько ниже, чем в дунитах. Распределение петрогенных элементов в поперечном разрезе жилы свидетельствует об апогранитной природе плагиоклазита (Зона 1) и аподунитовой – зон 2-4. На такой же вывод наводит и характер распределения редкоземельных элементов (Рисунок 11б). Для плагиогранита и плагиоклазита характерны европиевые максимумы, параллельное распределение лёгких

редкоземельных элементов, при этом в плагиоклазите уровень содержаний РЗЭ приблизительно в два раза выше, чем в плагиограните.

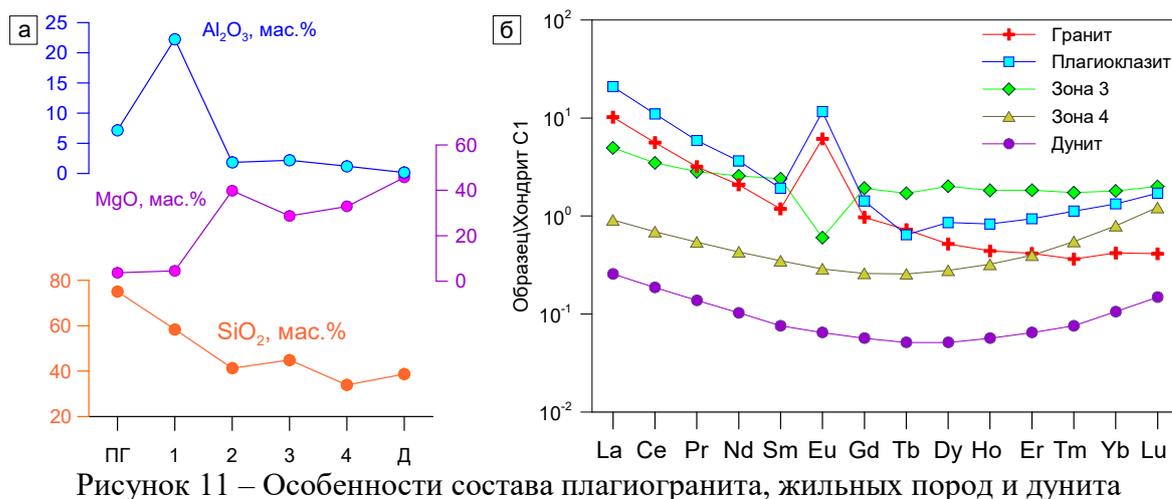


Рисунок 11 – Особенности состава плагиогранита, жильных пород и дунита

Породы в зонах 2-4 характеризуются субпараллельными кривыми РЗЭ и 2-20 кратным увеличением уровня их содержаний по сравнению с таковым в дуните. Кроме того, в породах зоны наблюдается европиевый минимум. Ранее нами в одном из блоков полуострова Шиды и в массиве губы Базарной были обнаружены тектонизированные дуниты с тремолитом, для которых присущ такой же повышенный уровень содержаний РЗЭ и европиевый минимум. Кроме того, подобное распределение было установлено в тремолит-антигоритовых жилах в дунитах из супрасубдукционного офиолитового комплекса Peridotite Nappe (Новая Каледония, Франция) [66].

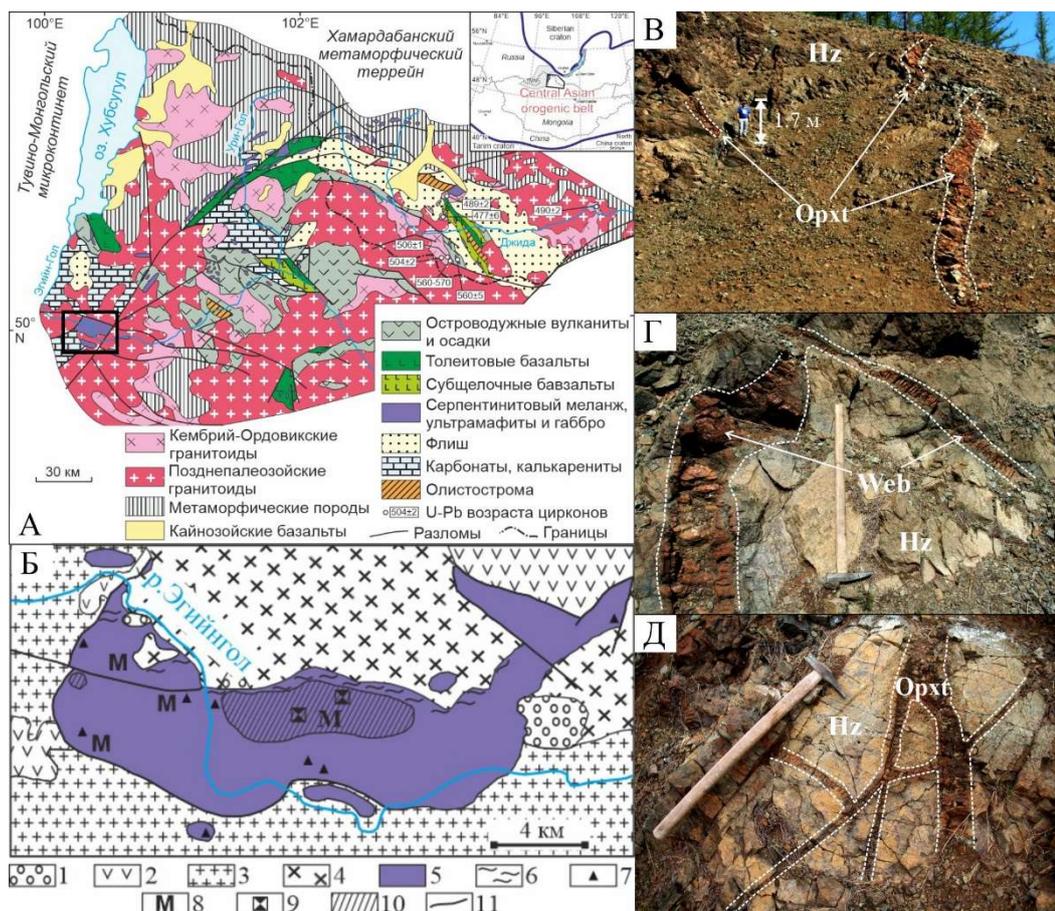
По-видимому, образование тремолита±(серпентин) происходило по системам сопряженных трещин и предшествовало внедрению плагиогранитов. Взаимодействие гранитного расплава с тремолит-оливиновым (серпентиновым) субстратом привело к образованию плагиоклазитов и зональной породы, состоящей из Mg-хлорита, флогопита, хризотила и железитого ортопироксена.

Полученные данные по составу плагиогранитов пока не позволяют однозначно ответить на вопрос об их генезисе. Однако, очевидно, что они не связаны с коллизионными гранитоидами. Некоторые геохимические метки в них отвечают адакитовым гранитам, однако на данном этапе исследований пока нельзя исключить их супрасубдукционную природу.

Деплетированные мантийные перидотиты Ольхонского композитного террейна являются уникальными объектами для петрологического изучения, и их происхождение в настоящее время является предметом дискуссий. Представленные данные об их генезисе можно рассматривать как отправную точку для дальнейших петроструктурных, геохимических исследований и моделирования фазовых соотношений.

1.3 Геохимия и генезис пироксенитовых жил Эгийнгольского перидотитового массива

Изучен минеральный состав и изотопно-геохимическая систематика пироксенитовых жил и вмещающих перидотитов Эгийнгольского массива. Изучаемый комплекс пород представляют собой фрагмент литосферной мантии, вовлеченный в субдукционные процессы на окраине Палеоазиатского океана [67, 68, 69, 70]. Массив находится в островодужном структурно-вещественном комплексе Джидинской зоны палеозоид Центрально-Азиатского складчатого пояса (Рисунок 12 А).



А – схема геологического строения Джидинской палеоостроводужной системы (Северная Монголия, Южное Забайкалье) [71]. Б – геологическая схема Эгийнгольского массива [72], положение массива отмечено квадратом: 1 – конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослои каменного угля (средняя юра), 2 – осадочно-вулканогенные отложения (венд-нижний кембрий), 3 – субщелочные лейкократовые граниты, 4 – сиениты, 5 – серпентинизированные перидотиты, 6 – апогипербазитовые кварц-карбонатные и тальк-карбонатные породы, 7 – хризотил-асбестовая минерализация, 8 – магнезитовая минерализация, 9 – делювиальные выходы хромитовых руд, 10 – область развития пироксенитовых жил, 11 – разломы. В-Д – обнажения серпентинизированных гарцбургитов с секущими их жилами ортопироксенитов и вебстеритов.

Рисунок 12 - Геологическая схема Джидинской зоны и Эгийнгольского массива с фотографиями обнажений контактов пироксенит – гарцбургит

Островодужный этап развития, по данным U-Pb датирования цирконов из габброидов, происходил 560-570 млн. лет назад [73, 74]. Также в пределах Джидинской зоны выделяют лавовые блоки вулканитов известково-щелочного и бонинитового составов [4].

Пироксенитовые жилы распространены в центральной части Восточного блока массива (см. рисунок 12). При петро-минералого-геохимических исследованиях гарцбургитов Западного блока массива было установлено, что они являются реститами от ~15-20% степени декомпрессионного плавления астеносферной мантии ($Cr\#Spl \sim 0.35-0.45$, $TiO_2 < 0.1$ мас. %; $Mg\#Ol \sim 0.92$, $NiO \sim 0.35-0.45$ мас. %; $Mg\#Orx \sim 0.92$; $Yb_{Rock/PM} \sim 0.04-0.1$; $Yb_{Cpx/Cl} \sim 1-3$) [68, 69].

Перидотиты Восточного блока представлены серпентинизированными гарцбургитами с протогранулярной структурой. Оливины менее магнезиальны ($Mg\# 0.89-0.925$, $NiO 0.35-0.44$ мас. %, рисунок 14 В), а Spl более хромисты ($Cr\# 0.6-0.8$, $TiO_2 < 0.1$ мас. %, рисунок 14 А), что говорит о более высоких степенях плавления в сравнении с перидотитами Западного блока. Орто- и клинопироксены контактирующих с жилами перидотитов показывают соответствующие надсубдукционным перидотитам составы – они имеют высокую $Mg\#$ ($Orx 0.9-0.92$, $Cpx 0.93-0.96$, рисунок 14 Г-Ж). Спектры распределения элементов платиновой группы (PGE) в гарцбургитах демонстрируют понижение нормированных содержаний от Os к Pd и Re (Рисунок 16 Г) подобно преддуговым перидотитам New Caledonia, которые формировались при высоких степенях плавления (>20 %) в надсубдукционной обстановке.

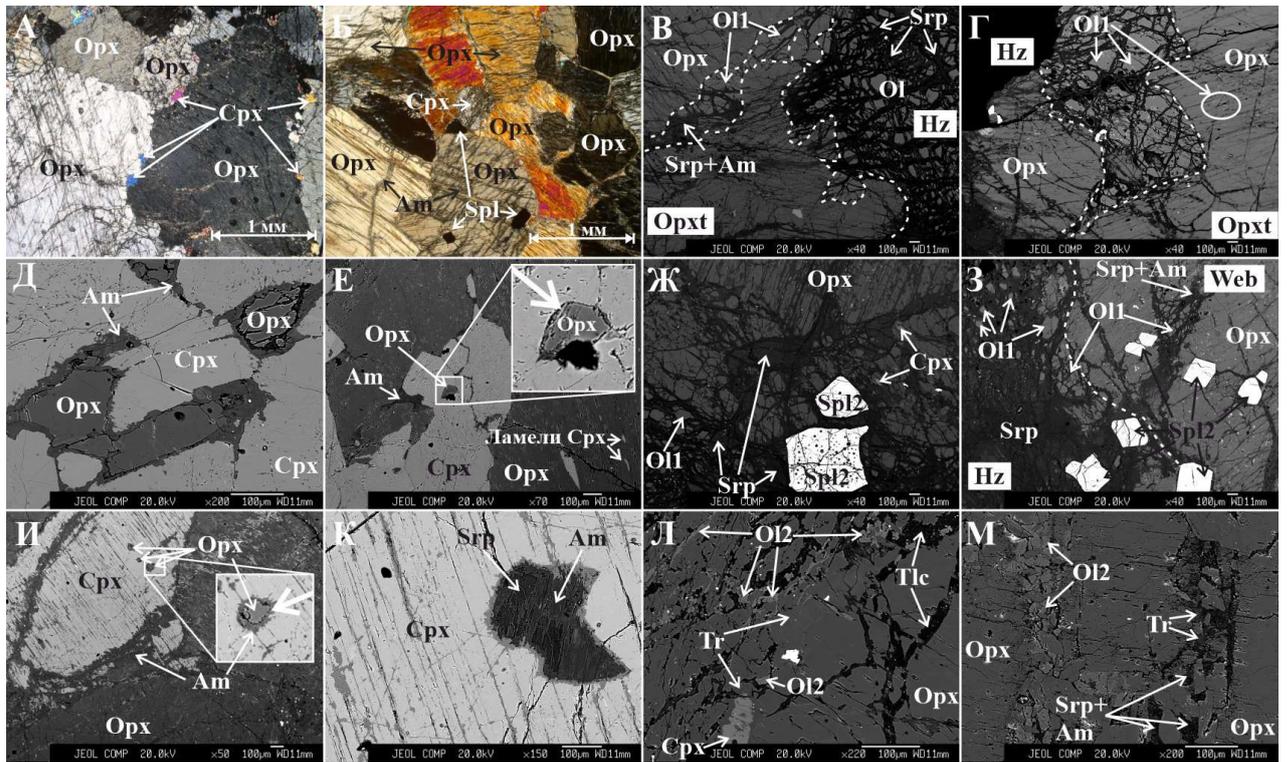
В центральной части Восточного блока (см рисунок 12 Б) нами были обнаружены жилы пироксенитов (см. рисунок 12 В-Д) [70, 75], а также делювиальные россыпи хромититов [76]. Мощность жил варьирует от 1 см до ~1.5 м, границы между пироксенитами и гарцбургитами неровные и резкие без зон закалок. В соответствии с модальным соотношением минералов и мощностью жил пироксениты были разделены на группы: 1 – ортопироксениты большой мощности ($Orx > 90$ об. %, >20 см), 2 – ортопироксениты малой мощности (<20 см), 3 – вебстериты ($10 < Cpx < 90$ об. %, $10 < Orx < 90$ об. %) – их мощность всегда больше 20 см. Из 30 изученных обнажений 22 были с ортопироксенитовыми, 4 – с вебстеритовыми и 4 имели как ортопироксенитовые, так и вебстеритовые жилы.

В маломощных ортопироксенитах орто- и клинопироксен представлены зернами неправильной формы, в вебстеритах и мощных ортопироксенитах – субидiomорфными. Размер зерен изменяется в ряду ортопироксенит – вебстерит, в ортопироксенитах малой и большой мощности ортопироксен образует бóльшие по размеру зерна (до 5 мм.) чем

клинопироксен (Рисунок 12 А), в вебстеритах размеры пироксенов выравниваются (Рисунок 13 Б), а с увеличением доли клинопироксена (более 50 об. %) его размер растет до 3-4 мм. В крупных зернах клинопироксена вебстеритов (Рисунок 13 Д, Е, И, К) установлены реликты ортопироксена размерами в первые сотни микрон и меньше. Форма реликтов неправильная, угловатая.

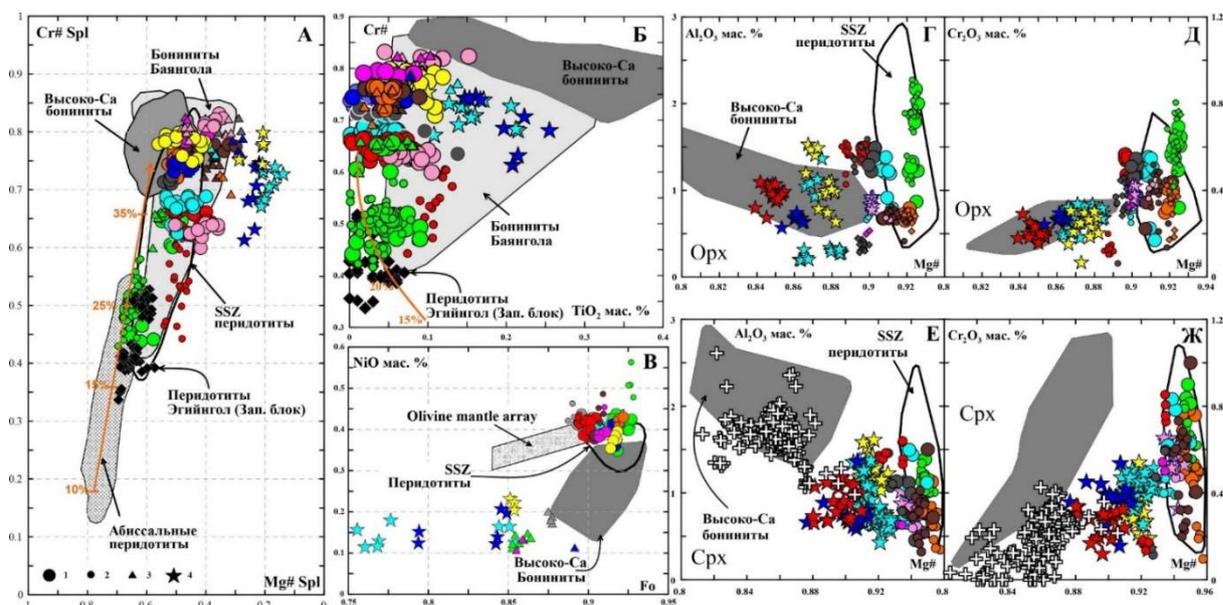
В ортопироксенитах малой мощности встречаются зерна оливина (Ol1), которые представлены скоплениями зерен «проникающих» из вмещающего перидотита в ортопироксенитовую жилу (Рисунок 13 В, Г), либо включениями внутри зерен ортопироксена (Рисунок 13 Г). Локализуется Ol1 только в маломощных ортопироксенитах на контакте с гарцбургитом. Ol1 ортопироксенитов по сравнению с оливином из контактирующих гарцбургитов имеет подобную Mg# и большее содержание NiO (Рисунок 14 В). Одинаковая Mg# оливина в контактирующих гарцбургите и пироксените является признаком его реликтовой природы. Увеличение содержания NiO в Ol1 из ортопироксенитовых жил указывает на возможность последовательного образования ортопироксена по оливину гарцбургитов, так как Ni более совместим с оливином чем с ортопироксеном.

Хромшпинель в пироксенитах представлена двумя типами. Spl1 – крупная червеобразной, неправильной формы. Размер зерен Spl1 варьирует от первых сотен мкм до 1-2 мм. Локализуются преимущественно на контакте серпентинизированных гарцбургитов и ортопироксенитовых жил, а также внутри ортопироксенитов. В вебстеритах Spl1 не встречается. В хромшпинелях из контактирующих гарцбургитов наблюдается последовательное увеличение содержаний TiO₂ (~0.02 – 0.17 мас. %) при сохраняющейся высокой Cr# (Рисунок 14 Б), что может быть вызвано процессом взаимодействия с расплавом. При этом, Spl1 из ортопироксенитовых жил имеет такую же Cr#, как хромшпинель контактирующих гарцбургитов (Рисунок 14 А), что вместе с их петрографическими особенностями указывает на реликтовую природу Spl1 в ортопироксенитах. Spl2 образует более мелкие (< 1 мм) зерна угловатой, иногда близкой к идиоморфной формы (Рисунок 13 Ж, З), которые встречаются в мощных ортопироксенитовых жилах и вебстеритах. В пироксенитах Spl2 находится как в межзерновом пространстве (Рисунок 13 Ж), так и в виде включений в зернах пироксенов (Рисунок 13 З). Spl1 и Spl2 ортопироксенитовых жил показывают увеличение содержания TiO₂ до 0.15 мас. %, а Spl2 вебстеритовых жил до 0.24 мас. % (Рисунок 14 Б), что говорит о последовательном изменении состава хромшпинели в ряду гарцбургит – ортопироксенит – вебстерит.



А – мелкие неправильной формы зерна клинопироксена между крупных более идиоморфных зерен ортопироксена, обр. M11-76/2, ортопироксенит; Б – включения идиоморфной хромшпинели в зерне ортопироксена, а также более крупные зерна клинопироксена, обр. №M11-71, вебстерит; В – контакт серпентинизированного гарцбурггита с ортопироксенитовым прожилком (~ 1 см), наблюдаются скопления реликтов зерен гарцбурггитового оливина в ортопироксенитовом прожилке, обр. № MP13-01/4-2; Г – контакт серпентинизированного гарцбурггита с ортопироксенитовой жилой (~ 10 см), наблюдаются скопления и единичные зерна оливина из гарцбурггитовой части контакта внутри ортопироксенитовой жилы, обр. № M11-71a; Д – реликтовые мелкие зерна ортопироксена внутри более крупных клинопироксенов, между пироксенами развивается амфибол, обр. № M11-159, вебстерит; Е – взаимоотношения зерен орто- и клинопироксенов, наличие клинопироксеновых структур распада в ортопироксене, реликты ортопироксена внутри зерна клинопироксена, развитие амфибола по краям пироксенов, обр. № MP13-23/2, вебстерит; Ж – угловатая хромшпинель (Spl2) с большим количеством силикатных микровключений, обр. № MP13-21-2, ортопироксенит; З – контакт вебстерит – гарцбурггит с большим количеством мелкой угловатой хромшпинели (Spl2) внутри зерен ортопироксена и межзерновом пространстве, есть также реликты гарцбурггитового оливина (Ol1) внутри жилы, обр. № MP13-22, вебстерит; И – взаимоотношения зерен орто- и клинопироксенов, наличие реликтов ортопироксена внутри клинопироксена, развитие амфибола по краям пироксенов, обр. № MP13-22, вебстерит; К – смесь серпентина и амфибола по реликту ортопироксена в крупном зерне клинопироксена, обр. № MP13-08/1-3, вебстерит; Л – развитие вторичного оливина, тремолита и талька по ортопироксену, обр. № MP13-25/1, ортопироксенит; М – начало процесса образования вторичного оливина, тремолита, серпентина и амфибола, обр. № MP13-01/7, ортопироксенит.

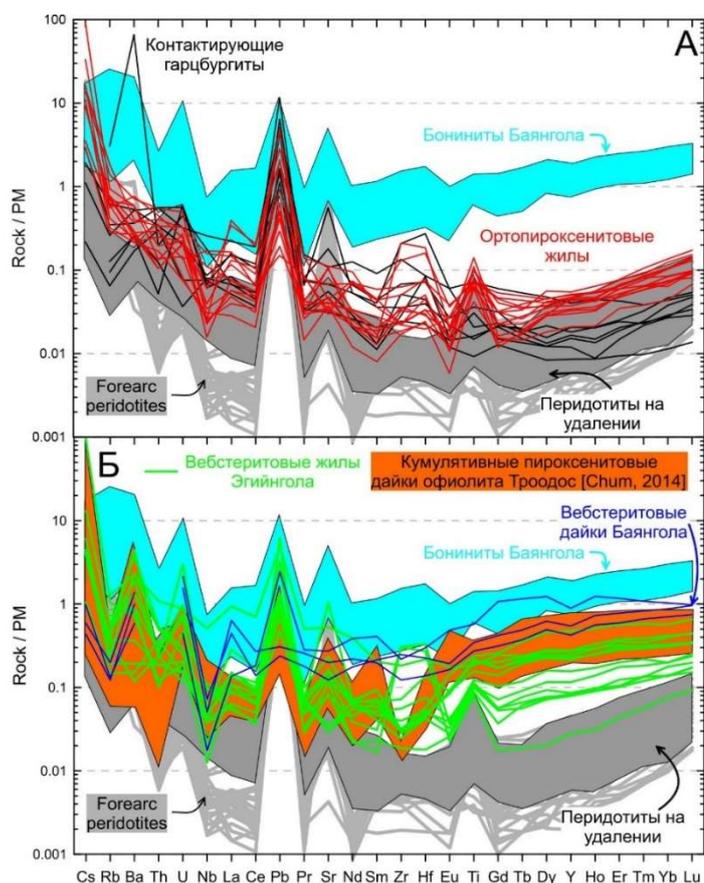
Рисунок 13 – Петрографические особенности гарцбургитов и пироксенитов Эгйингольского массива



А – Cr#-Mg# хромшпинели: 1 – гарцбургиты Восточного блока, 2 – Spl1 ортопироксенитовых жил, 3 – Spl2 ортопироксенитовых жил, 4 – Spl2 вебстеритовых жил, черные ромбы – гарцбургиты Западного блока [69]; Поля составов хромшпинелей перидотитов абиссальных [77] и надсубдукционных [78, 79], высококальциевых бонинитов офиолитового комплекса Троодос [80], островодужных систем Тонга [81, 82], Идзу-Бонин [79] и бонинитов Баянгольской аккреционной призмы Джидинской зоны (наши неопубликованные данные). Тренд плавления экстраполирован с диаграммы OSMА [83]. Б – Cr#-TiO₂ хромшпинели, поля и условные знаки те же что на рисунок 14 А. В – NiO-Fo в оливинах; поле мантийной оливиновой последовательности по [83], поле надсубдукционных перидотитов по [84], высококальциевых бонинитов офиолитового комплекса Троодос [80, 85] и островодужной системы Тонга [81, 82]. Г, Д – Состав ортопироксенов, условные знаки и поля те же что на рисунок 14 А. Е, Ж – Состав клинопироксенов, условные знаки и поля те же что на рисунок 14 А.

Рисунок 14 – Состав минералов гарцбургитов и пироксенитовых жил Эгийгольского массива

Ортопироксен по составу соответствует энстатиту (Mg# ~0.84-0.92), клинопироксен – диопсиду (Mg# ~0.88-0.96). В ортопироксенах пироксенитовых жил содержание Al₂O₃ и Cr₂O₃ варьируют в пределах 0.2-2.2 мас. % и 0.1-0.8 мас. % соответственно, в клинопироксенах – 0.4-1.6 мас. % (Al₂O₃) и 0.1-0.9 мас. % (Cr₂O₃) (Рисунок 14 Г-Ж). Широкие вариации по составу пироксенов также наблюдаются в пределах одного образца пироксенита, например MP13-22 (желтые звездочки) – Al₂O₃ и Cr₂O₃ в Орх изменяются от 0.7-1.6 мас. % и 0.1-0.3 мас. % соответственно (Рисунок 14 Г, Д), а в Срх – 1.0-1.6 мас. %, 0.1-0.5 мас. % соответственно (Рисунок 14 Е, Ж). Орто- и клинопироксены ортопироксенитовых жил демонстрируют составы близкие к таковым из контактирующих гарцбургитов (Рисунок 14 Г-Ж малые кружки), в то время как составы пироксенов из вебстеритовых жил смещаются к полю соответствующих вкрапленников бонинитов (Рисунок 14 Г-Ж). Такое смещение составов коррелирует с мощностью самих жил.



А – полем показаны составы бонинитов Баянгольской аккреционной призмы (Джидинская зона) [86, и наши неопубликованные данные]; Б – дополнительно показаны составы даек вебстеритов Баянгола, имеющих кумулятивную природу (наши неопубликованные данные) и кумулятивные пироксенитовые дайки офиолитового комплекса Троодос [87]. Перидотиты на удалении – Западный и Восточный блоки. Состав преддуговых перидотитов по [79]. Все значения нормированы на состав примитивной мантии [88].

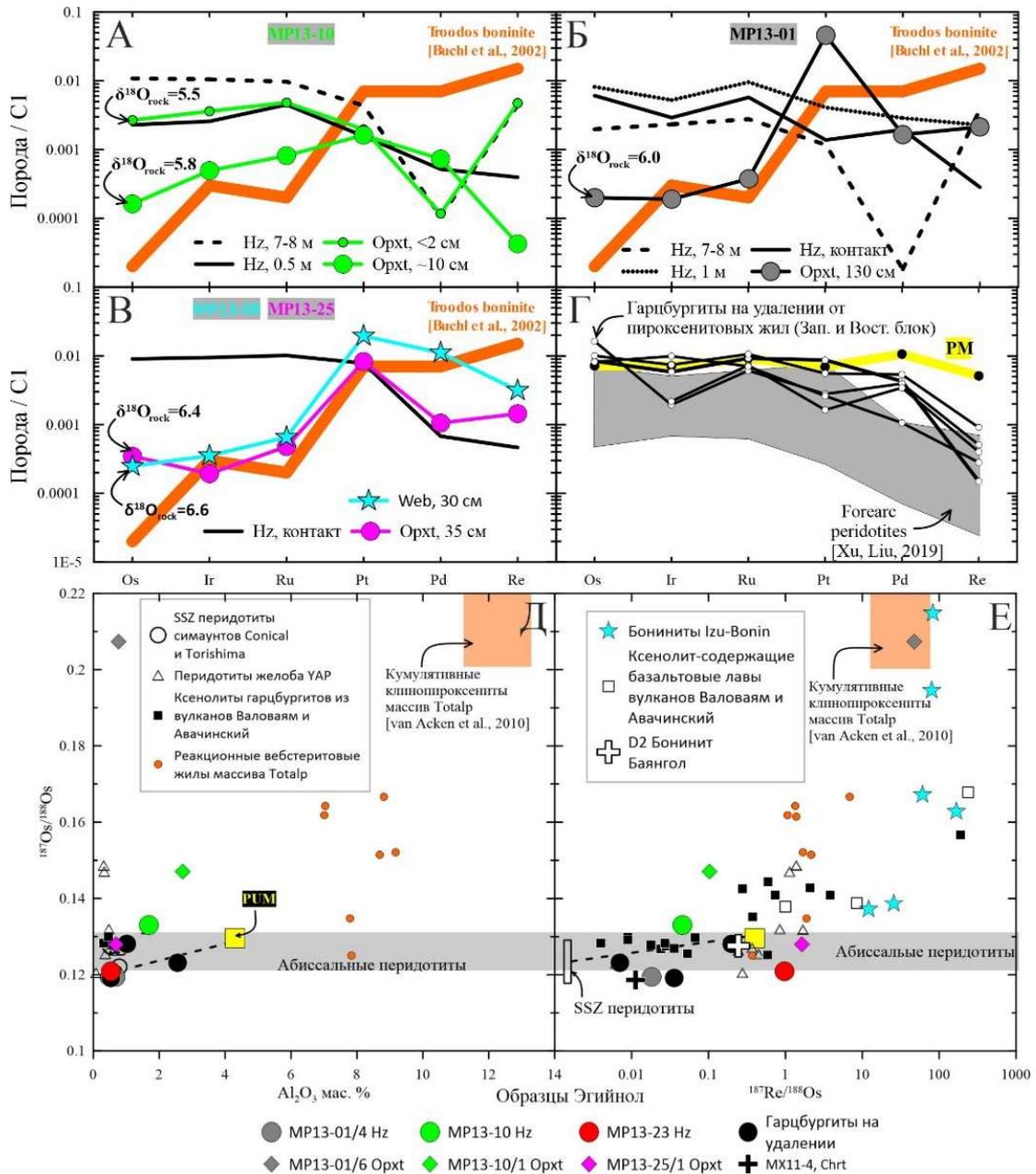
Рисунок 15 – Редкоэлементный состав гарцбургитов и пироксенитов Эгийнгольского массива

В ортопироксенитах и контактирующих с ними гарцбургитах сохраняется U-образное распределение несовместимых элементов, как и в гарцбургитах на удалении (Рисунок 15 А). Однако, они отличаются более высоким содержанием LILE и LMREE по сравнению с гарцбургитами на удалении. В части ортопироксенитов и контактирующих гарцбургитов наблюдается повышение содержаний Zr, Hf, Ti и минимумы по Nb (Рисунок 15 А). В вебстеритовых жилах наблюдается повышение уровня содержаний всех несовместимых элементов (см. рисунок 15 Б). Форма кривой меняется с U-образной на прямолинейную, сохраняются максимумы по LILE и в некоторых жилах по HFS. Бониниты Джидинской зоны и ассоциирующие с ними кумулятивные вебстериты имеют похожую форму распределения несовместимых элементов, но отличаются более высоким уровнем содержания (см. рисунок 15 Б). Подобный характер распределения несовместимых элементов имеют также пироксенитовые дайки офиолитового комплекса Троодос [87]. Обогащение пироксенитовых жил в части элементов групп LILE HFS и HREE указывает на

участие расплава в образовании пироксенитов и преобразования контактирующих с ними гарцбургитов, а прослеживающийся во всех пироксенитах Nb минимум говорит об островодужном типе расплава.

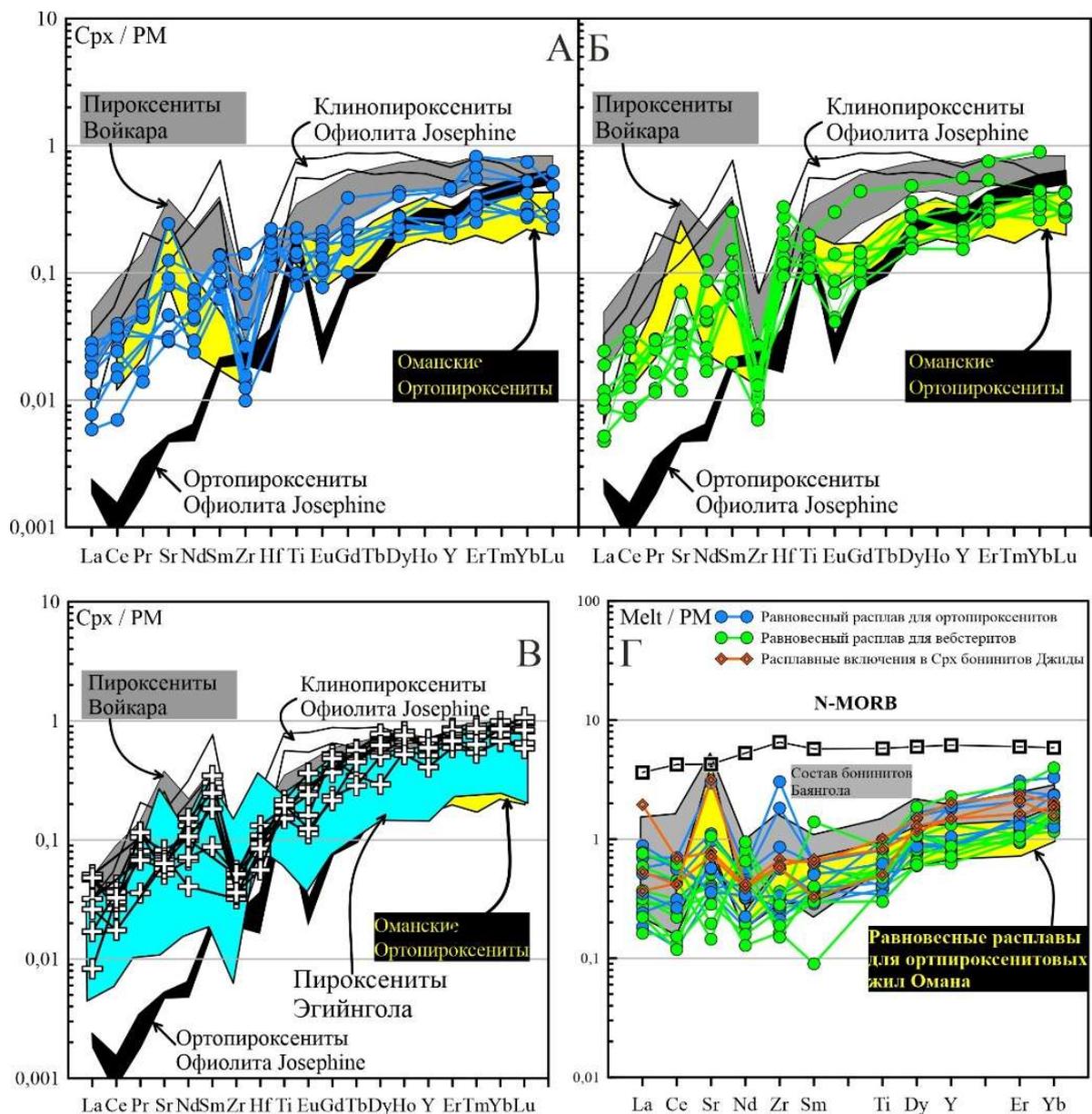
Кривые распределения PGE в пироксенитах и контактирующих гарцбургитах демонстрируют большие вариации по уровню содержаний и форме распределения. Перидотиты Западного и Восточного блоков, на удалении от пироксенитовых жил, обеднены Pd, Pt и Re относительно IPGE (Os, Ir и Ru) – Pd/IrN~0.005-0.7 (Рисунок 16 А, Б, Г). В пироксенитах форма PGE становится подобной как в расплаве, где преобладают PPGE над IPGE (Pd/IrN~2-25) и только в маломощном ортопироксените сохраняется на уровне 0.05, как и в контактирующем гарцбургите (Рисунок 16 А). Степень фракционирования PGE отражает степень частичного плавления, коэффициенты распределения для PGE и Re падают в ряду Os→Ir→Ru→Pt→Pd→Re. Повышенные содержания PPGE и Re в контактирующих гарцбургитах могут быть интерпретированы как следствие взаимодействия перидотитов с расплавом. Форма PGE меняется закономерно от подобной реститовым гарцбургитам в маломощных ортопироксенитах (Рисунок 16 А) до бонинитоподобной в мощных вебстеритовых жилах со значительным обогащением PPGE+Re над IPGE (Рисунок 16 В). Во время ассимиляции оливина и хромшпинели при взаимодействии с расплавом содержание IPGE в образующихся пироксенитах будет падать, а содержание PPGE + Re наоборот расти вследствие отсадки низкотемпературных МПГ, как это было показано [89].

Установлено, что гарцбургиты Восточного и Западного блока, находящиеся на удалении от пироксенитовых жил, характеризуются относительно низкими не радиогенными отношениями $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{(t=0)}$ (0.1194-0.1231, см. рисунок 16 Д, Е). Расчет возрастов этих образцов дает близкие и самые древние модельные возраста для пород массива – T_{МА} (1285±2 – 1377±1 млн. лет) и T_{RD} (1256±2 – 1312±1 млн. лет). Контактующие с пироксенитовыми жилами гарцбургиты демонстрируют более радиогенные отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{(t=0)}$ (0.1209-0.1281, см. рисунок 16 Д, Е), что указывает на добавку радиогенных Re и Os при взаимодействии с расплавом. В пироксенитах отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{(t=0)}$ возрастает до сильно-радиогенных значений (0.1279-0.2073, см рисунок 16 Д, Е) и фигуративные точки пироксенитов сдвигаются в поле составов бонинитовых лав и реакционных вебстеритов массива Totalp, чей генезис связывается с процессом взаимодействия расплав-перидотит. Гарцбургиты на удалении от пироксенитовых жил с самыми низкими радиогенными отношениями Re и Os, не были затронуты процессами взаимодействия с расплавом и поэтому их модельный возраст может отражать последний этап частичного плавления, соответствующий среднему протерозою.



А – обнажение MP13-10, Б – обнажение MP13-01, В – обнажение MP13-25 и MP13-08, Г – гарцбургиты на удалении от жил. На диаграммы для сравнения нанесен состав высоко-Са бонинита Троодос [90] и поле преддуговых перидотитов New Caledonia [91]. Все значения нормированы к C1 по [92]. Hz – гарцбургит, Opxt – ортопироксенит, Web – вебстерит. Д – отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ к Al_2O_3 в породе; Е – $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ к $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ в породе. На диаграммы нанесены составы надсубдукционных (SSZ) перидотитов Conical и Torishima [79]; перидотитов желоба Yар [93]; ксенолитов гарцбургитов из вулканов Авачинский, Валоваям, а также ксенолит-несущие лавы базальтоидов из этих вулканов [94]; бонинитов Идзу-Бонин-Марианской системы [95]; реакционных вебстеритовых жил из ультрамафитового массива Totalp, оранжевым полем показаны кумулятивные клинопироксениты [96]. Состав примитивной верхней мантии (PUM) и диапазон значений для абиссальных перидотитов взяты из [97].

Рисунок 16 - Распределение PGE и изотопные отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ в гарцбургитах и пироксенитовых жилах



А, Б – составы клинопироксенов в ортопироксенитовых (А) и вебстеритовых (Б) жилах; В – состав клинопироксенов из бонинитов Баянгольской аккреционной призмы (Джидинская зона); Г – рассчитанные равновесные составы расплавов для ортопироксенитов и вебстеритов. Поля (на А-В): пустое не залитое – составы клинопироксенов из ортопироксенитовых жил, а черное залитое – из клинопироксенитовых жил офиолитового комплекса Josephine [98]; желтое – составы клинопироксенов из ортопироксенитов Оманского офиолитового комплекса [99]; серое – составы клинопироксенов из пироксенитовых жил Войкар-Сыньинского массива [100].

Рисунок 17 - Редкоэлементный состав клинопироксенов пироксенитовых жил Эггингольского массива и бонинитов Баянгола

Редкоэлементные кривые клинопироксенов из ортопироксенитовых и вебстеритовых жил Эггингола характеризуются широким диапазоном вариаций редких элементов и параллельны друг-другу (Рисунок 17 А, Б). Кривые содержаний несовместимых элементов в клинопироксенах пироксенитов Эггингола соответствуют наиболее обогащенной части клинопироксенов из ортопироксенитовых даек Оманского

офиолитового комплекса [99] и сходны с составами клинопироксенов из вебстеритовых и клинопироксенитовых жил Войкаро-Сыньинского массива [100] (Рисунок 17 А, Б), чье образование связано с частичной кристаллизацией просачивающихся бонинитовых расплавов и при реакции бонинит-перидотит. Распределение редких элементов клинопироксеновых вкрапленников из бонинитов Баянгола (Джидинская зона) подобно таковому из пироксенитов Эгийнгола, но отличается отсутствием максимума по Sr и менее выраженным Zr минимумом (Рисунок 17 В). Поскольку клинопироксены пироксенитов Эгийнгола имеют широкие вариации содержаний несовместимых элементов, то логично предположить, что их формирование происходило не при прямой кристаллизации бонинитовых расплавов, а при реакционном взаимодействии расплав-перидотит.

Для пироксенитов был рассчитан состав равновесного расплава с использованием коэффициентов распределения клинопироксен / расплав, предложенных Соболевым и др. [101]. Получившийся состав расплава имеет схожие форму и уровень распределения REE, максимум по Sr с рассчитанными расплавами для Оманских ортопироксенитов и очень схож с бонинитами Джидинской палеоостроводужной системы (см. рисунок 17 Г). Получившиеся составы равновесных расплавов характеризуются несколько бóльшим разбросом содержаний относительно таковых для ортопироксенитов Омана. Подобное поведение можно объяснить эволюцией состава просачивающегося расплава, реагирующего с перидотитом.

В Sp12 одной из ортопироксенитовых жил (обр. № MP13-21-2) были обнаружены силикатные микровключения (см рисунок 13 Ж). Включения представлены двумя типами – собственно расплавными и минеральными (Орх) включениями. Была отобрана монофракция хромшпинели с которой были проведены высокотемпературные эксперименты по гомогенизации включений согласно методике, опубликованной ранее [102]. Состав расплавных включений характеризуется большим разбросом в содержании основных элементов (Рисунок 18). По соотношению $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ на диаграмме TAS составы РВ соответствуют базальтам и базальтовым андезитам (Рисунок 18 А). Согласно отношениям $\text{MgO}-\text{SiO}_2$ и $\text{MgO}-\text{TiO}_2$ (Рисунок 18 В, Г) составы РВ укладываются в поле бонинитов (высоко- и низко-Si типов), как и составы РВ из клинопироксенов бонинитов Джиды. Используя диаграмму Si8-Ti8 (Рисунок 18 Б) где все три параметра (MgO , SiO_2 и TiO_2) сводятся воедино, РВ из Sp12 ортопироксенита как и РВ из вкрапленников клинопироксена бонинитов Джиды полностью укладываются в поле бонинитов.

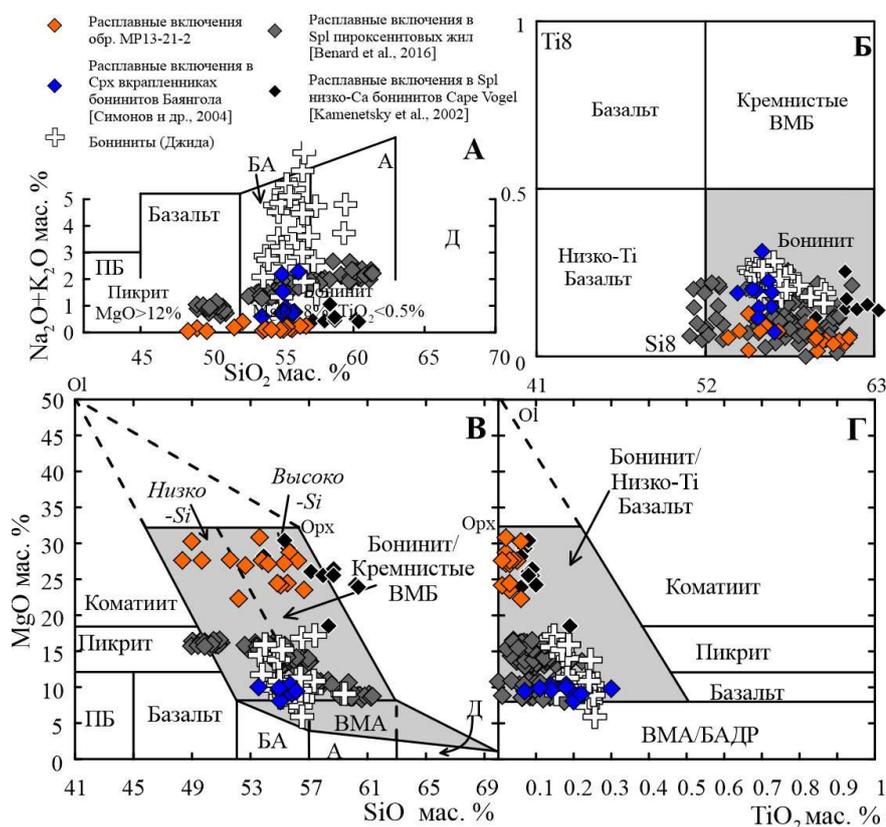


Рисунок 18 - Классификационные диаграммы для вулканических пород

Исходя из состава РВ возможно рассчитать температуру равновесной кристаллизации с помощью программного комплекса Petrolog3 [104] методом реверсивной кристаллизации. Расчеты показали, что температуры кристаллизации варьируют от 1387°C (при $Mg\# Орх \sim 0.92$) до 1320°C (при $Mg\# Орх \sim 0.81$, $Mg\# Срх \sim 0.94$). Такие температурные оценки согласуются с данными по температурам формирования бонинитов, например, для бонинитов Идзу-Бонин-Марианской системы – 1430°C [105] и дуги Тонга – 1450-1550°C [81].

Таким образом установлено, что пироксенитовые жилы в Эгийнгольском массиве образованы в результате взаимодействия высоко-Са бонинитового расплава с вмещающими деплетированными мантийными перидотитами.

Раздел 2 Внутриплитный щелочно-основной магматизм юго-западного и юго-восточного флангов Центрально-Азиатского складчатого пояса и Магеллановых гор

2.1 Изотопно-геохимические характеристики источников вещества базальтовых магм Минусинского сегмента Алтае-Саянской рифтовой системы

Континентальный рифтогенез обычно сопровождается магматизмом, среди продуктов которого различаются базальтовые, бимодальные базальт-трахириолитовые и базальт-комендитовые ассоциации, а также проявления щелочных пород широкого диапазона составов. Однако в некоторых континентальных рифтовых областях наряду с такими рифтогенными магматическими ассоциациями отмечаются также умеренно-щелочные и низкощелочные непрерывные базальт-андезит-риолитовые и андезит-риолитовые ассоциации, более типичные для зон конвергенции. Их совместное проявление представляет определенную проблему, связанную с выяснением петролого-геохимических аспектов подобного совмещения, а также с реконструкцией геодинамических условий, определивших появление в области магматического питания зон рифтогенеза разных по геохимическим условиям источников магм. Подобное совмещение разных по составу и геодинамической принадлежности ассоциаций отмечается в среднепалеозойских рифтовых структурах Алтае-Саянской складчатой области.

Магматизм Алтае-Саянской рифтовой системы изучен с разной степенью детальности. За последние три десятилетия достигнут значительный прогресс в изучении Минусинского, Кузнецко-Алатауского, северо-Монгольского сегментов, а также района сочленения Делюно-Юстыдского и Тувинского прогибов.

В Минусинском прогибе (Рисунок 19), который является самой крупной рифтовой структурой Алтае-Саянской рифтовой системы широко развиты базальтовая, базальт-андезит-трахит-трахидацит-риолитовая и щелочная ассоциации. Базальты резко доминируют среди всех других продуктов магматизма и являются частью мощных осадочно-вулканогенных толщ. Эти толщи распространены на площади около 100 000 км², занимают объём не менее 20,000 км³ [108] и относятся к ранне-среднедевонской быскарской серии. Вулканиды вскрываются в обрамлении Минусинского прогиба и в антиклинальных складках - поднятиях внутри прогиба. Возраст вулканитов разных сегментов Минусинского прогиба подтверждается находками проптеридофитовой флоры в осадочных прослоях. Вулканиды, в свою очередь, с несогласием перекрываются фаунистически охарактеризованными средне-позднедевонскими, карбон-пермскими и юрскими отложениями.

Породы базальт-андезит-трахит-трахидацит-риолитовой (непрерывной) ассоциации локально проявлены в пределах восточного обрамления Минусинского прогиба.

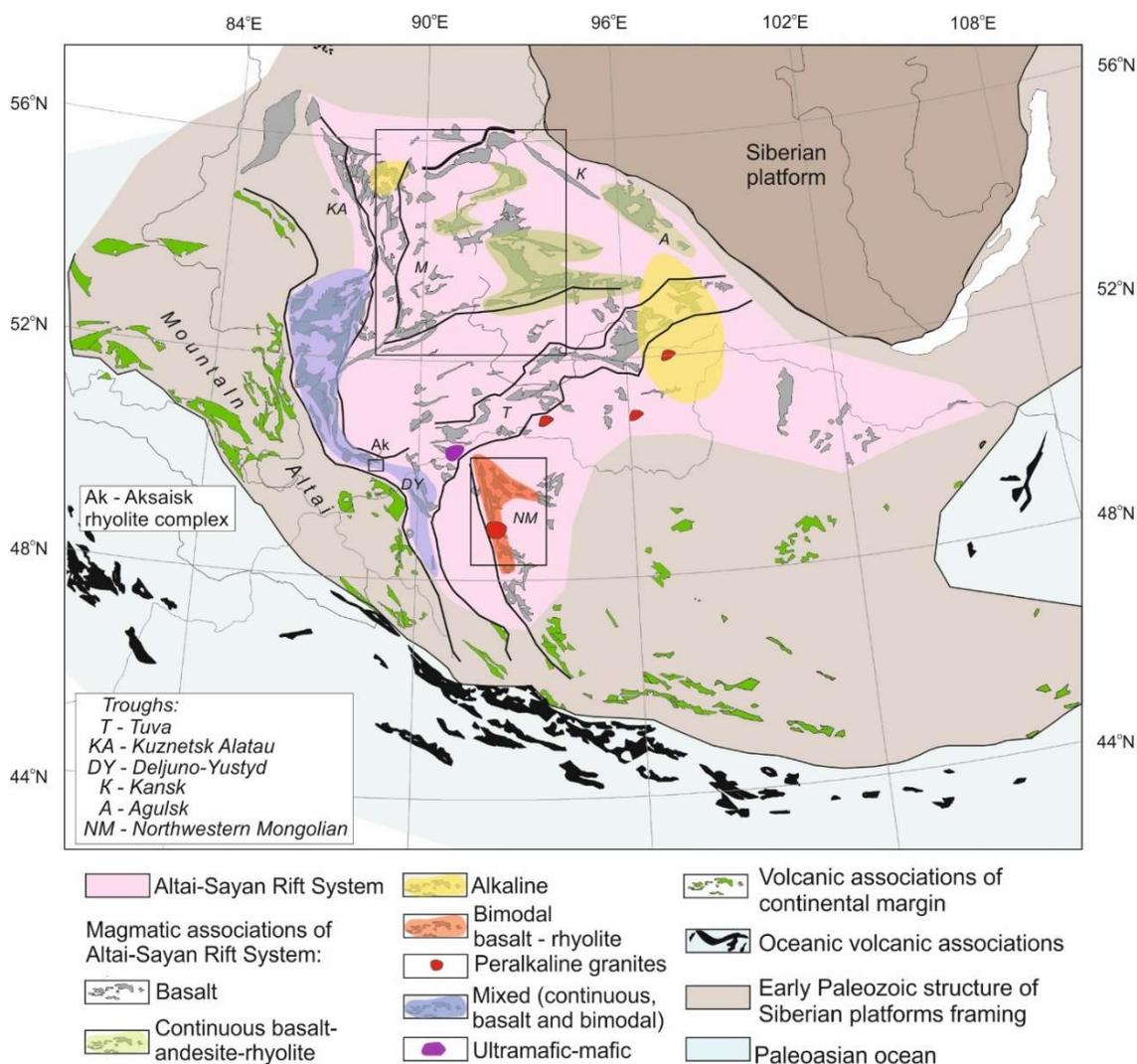


Рисунок 19 - Структурно-тектоническая схема юго-западной части среднепалеозойского Сибирского палеоконтинента по [109]

Щелочная ассоциация развита на северо-западном фланге Минусинского прогиба. Вулканиты представлены базальтами, нефелинитами, тефритами, фонотефритами и фонолитами и слагают Горячегорское плато и смежные территории [5].

В базальтах вкрапленники представлены оливином, авгитом и лабрадором. Основная масса характеризуется гиалопилитовой, реже витрофировой структурой и сложена девитрифицированным стеклом, в котором различимы мелкие зерна клинопироксена, плагиоклаза, магнетита и иголки апатита. Трахибазальты и промежуточные базальтовые трахиандезиты-фонотефриты по структуре и минеральному составу близки к базальтам, однако для них характерно отсутствие во вкрапленниках оливина. Кроме того, в них наряду с лабрадором появляется андезин. Редко встречаются чешуйки бледноокрашенного биотита и призматические кристаллы обыкновенной роговой обманки. Все породы в разной степени подвержены постмагматическим изменениям. Авгит в них замещен минералами группы хлорита, по оливину развиты серпентин, тальк, хлорит

и вторичный магнетит. Для них типичны $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 4,2-6,8 мас. % при содержании SiO_2 46,4-51,6 мас. %. Редко встречаются промежуточные базальтовые трахиандезиты-фонотефриты с $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 8,3 мас. % при содержании SiO_2 51,2 мас. %. Во всех породах TiO_2 изменяется в пределах от 1,05 до 1,77 мас. % независимо от суммарной щёлочности и SiO_2 .

Низкотитанистые базальтоиды распространены по всему разрезу толщи, в то время как умереннотитанистые сосредоточены только в нижней (базальт-андезибазальтовой) и средней (базальт-трахиандезит-трахит-трахидацитовый) частях разреза толщи. Породы обеих подгрупп близки по петрографическим характеристикам,

Трахиандезиты обладают сериально-порфировидной структурой. Основная масса имеет трахитоидную, участками стекловатую текстуру. Вкрапленники представлены авгитом и зональным плагиоклазом (в ядре – андезин, по периферии – олигоклаз), реже калиево-натриевым полевым шпатом с пертитовым строением. Основная масса состоит из продуктов девитрификации вулканического стекла, в которых плохо различимы мелкие кристаллы плагиоклаза, клинопироксена, других хлоритизированных тёмноцветных минералов (амфибола, биотита) и рудных минералов.

В трахириодацитах и риолитах вкрапленники занимают не более 20% объема породы и сложены преимущественно кварцем и щелочным полевым шпатом. Иногда отмечаются единичные зерна олигоклаза. Эти породы характеризуются, как правило, порфировой структурой и флюидальной, реже массивной текстурами. Основная масса имеет фельзитовую, реже микросферолитовую структуры и содержит участки с микрографическими сростками кварца и щелочного полевого шпата, погруженными в стекловатый базис. Базальты и долериты характеризуются величинами $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 3,4-4,6 мас. % при содержании SiO_2 47,7-53,3 мас. %. По сравнению с ними трахибазальты и базальтовые трахиандезиты выделяются более высоким содержанием щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 5 - 7 мас. %) при относительно повышенных содержаниях SiO_2 (49,6 - 53,5 мас. %). Все породы разбиваются по содержанию TiO_2 на две подгруппы: низкотитанистые (TiO_2 1,27 - 1,44 мас. %) и умереннотитанистые (TiO_2 1,56 - 2,15 мас. %).

Главной индикаторной петрографической характеристикой пород щелочной ассоциации является присутствие в разных количественных соотношениях нефелина, эгирина, керсутита, баркевекита, щелочной роговой обманки наряду с альбитом, щелочным полевым шпатом и аксессуарными минералами. В некоторых разновидностях (крупнопорфировые нефелиниты) количество вкрапленников нефелина размером от 0,5 см до 2 см достигает 50 % объёма породы. На TAS-диаграмме составы вулканитов Горячегорского плато лежат в поле составов щелочной области с вариациями $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$

8,7 - 12,8 мас. % и SiO_2 41,2-62,4 мас. %. Главной особенностью этих пород являются широкие вариации всех породообразующих окислов. Так, в мафических породах с SiO_2 41,2 - 54,0 мас. % содержание TiO_2 изменяется в пределах 0,37 - 1,91 мас. %.

По геохимическим характеристикам породы базальтовой ассоциации напоминают островодужные базальты (IAB) тем, что характеризуются пониженными содержаниями Nb и Ta относительно La (Ta / La) $n \sim 0,33$), а также низкими содержаниями Zr, Hf и Ti. Эти показатели являются признаком расплавов, образующимися из водонасыщенных мантийных источников [110-114]. В отличие от IAB эти породы имеют более высокие содержания всех несовместимых элементов, и в этом отношении они приближаются к OIB, особенно характером распределения REE. Промежуточное между IAB и OIB положение этих базальтов позволяет сопоставлять их с низкотитанистыми базальтами областей развития траппов, имеющих сходные геохимические особенности [115].

Базальтоиды непрерывной ассоциации также обогащены редкими литофильными элементами, но обладают более яркой положительной аномалией Ba. В базальтовых трахиандезитах, трахиандезитах и трахитах и трахидацитах-трахириолитах непрерывной ассоциации по сравнению с базальтами происходит накопление Rb, высокозарядных элементов Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, но сохраняется Nb-Ta минимум и возникает дефицит Sr, P и Ti. Риолиты непрерывной ассоциации ($\text{SiO}_2 > 74$ мас. %) обеднены несовместимыми элементами. В этом отношении они близки к среднему составу верхней континентальной коры, от которой отличаются более низкими содержаниями P, Ti и HREE. По сравнению с ними трахириодациты (SiO_2 65 - 74 мас. %) обогащены практически по всему спектру несовместимых элементов. По геохимическим характеристикам они близки к трахитам, отличаясь от них более низкими содержаниями фосфора и титана. Спектры редких земель в риолитах обладают характеристиками, свойственными кислым породам А-типа. Их составы не фракционированы в области HREE и LREE.

В группе пород с SiO_2 41-54 wt. % вулканические нефелиниты, тефриты, фонотефриты и тефрифонолиты обладают рядом специфических особенностей по сравнению с базальтами других ассоциаций АСРС. Так, по содержаниям Nb, Ta, LREE, MREE они отвечают OIB. Nb-Ta минимум проявлен крайне слабо. В то же время, они характеризуются аномально высокими содержаниями Rb, Ba, Th, U, Sr, HREE, превышающими содержания в OIB. При этом они обеднены титаном и близки по TiO_2 базальтам низко-Ti группы АСРС. По сравнению с ними плагиоклазовые ийолиты Белогорского плутона [116] обеднены несовместимыми элементами за исключением Rb, Sr, P и U.

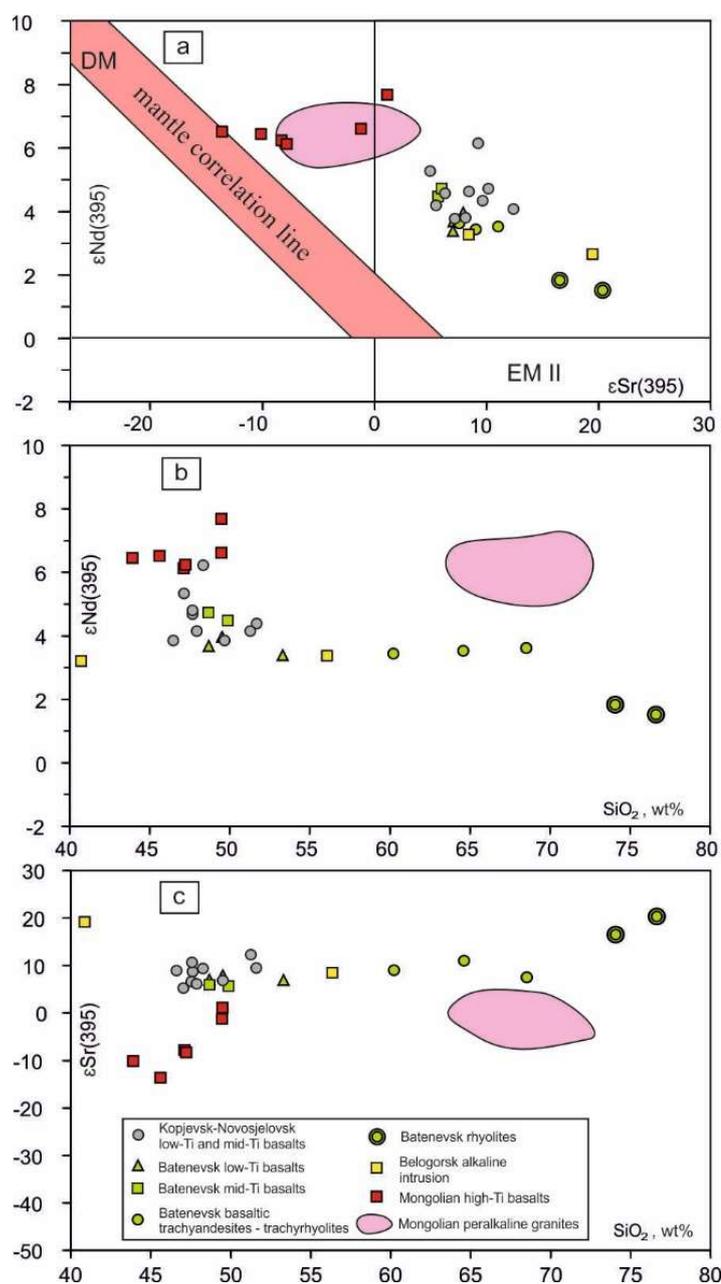


Рисунок 20 - Sr-Nd изотопная классификация девонских магматических пород

В вулканических феолитах, щелочных трахитах происходит увеличение концентраций большинства несовместимых элементов по сравнению с породами группы SiO_2 41-54 мас. %. Содержания HSE и REE существенно превышают концентрации этих элементов в породах верхней континентальной коры. Однако для них типичны низкие Ba, Sr, P и Ti. Фояиты в целом близки к составу феолитов и щелочных трахитов, отличаясь от них повышенными содержаниями Ba, но низкими Ti, Zr, Hf, MREE и HREE.

Данные по изотопному составу Sr и Nd подтверждают различия в магматических породах для каждой ассоциации, которые были выделены с использованием геохимических данных. Так, все породы базальтовой и непрерывной ассоциаций по сравнению с породами бимодальной ассоциации (Рисунок 20 а-с) обогащены радиогенным стронцием ($\epsilon\text{Sr}(395) >$

5,1) и обеднены радиогенным неодимом ($\epsilon_{Nd(395)} < 6,2$). В непрерывной ассоциации умереннотитанистые базальты характеризуются относительно более деплетированным составом стронция ($\epsilon_{Sr(395)} = 5,7 - 6,0$) по сравнению с низкотитанистыми базальтами ($\epsilon_{Sr(395)} = 7,0 - 8,0$). Высокотитанистые базальты бимодальной ассоциации характеризуются более низкими содержаниями радиогенного стронция ($\epsilon_{Sr(395)} = -13,6 - 1,2$), сохраняя тенденцию к обогащению радиогенным неодимом ($\epsilon_{Nd(395)}$ от 6,1 до 7,7).

Распознавание мантийных, мантийно-коровых и коровых источников магматических расплавов, которые возникли в определенной геодинамической обстановке, имеет решающее значение для петрогенеза вулканических пород. Имеет смысл сравнить магматические породы с породами эталонных геодинамических обстановок, например, базальтами срединно-океанических хребтов, океанических островов и энсиматических островных дуг, а также с составами пород коры.

Бимодальные ассоциации с высоко-Ti базальтами показывают характеристики мантийного плюма без участия контаминационных процессов. Подобное поведение составов пород в рассматриваемых ассоциациях свидетельствует о двух ведущих источниках расплавов, принявших участие в их образовании. Это, прежде всего, мантийные источники, определившие формирование умеренно-щелочного ряда (базальт – трахиандезит – трахитового) и щелочного ряда (нефелинит-тефрит-фонотефрит-фонолитового). Эволюция умеренно-щелочного ряда происходила с участием коровой контаминации. Континентальные коровые субстраты являлись источником анатектических риолитовых магм, взаимодействие которых с трахитовыми расплавами, которые являются крайними продуктами дифференциации мантийных магм, привело к образованию промежуточных продуктов - трахириодацитов. В щелочном ряду, как и в породах бимодальной ассоциации геохимические характеристики высококремнистых пород определяются составом и фракционированием базальтов без существенного участия вещества континентальной коры в процессах маглообразования. При этом первичные расплавы для пород щелочного ряда образовывались из умеренно-Ti мантийных источников, в то время как расплавы бимодальной ассоциации – из высоко-Ti источников.

Всё это указывает на то, что состав мантийных источников пород базальтовой, непрерывной, щелочной и бимодальной ассоциаций был не однороден. Его продуктами стали базальты с разными (низкими, умеренными и высокими) содержаниями TiO_2 и различными концентрациями несовместимых элементов.

Несомненное сходство общего строения магматической провинции востока Азии и девонской вулканической провинции Алтае-Саянской области позволяют предположить для последней близкий сценарий образования. Мы полагаем, что рифтовая часть провинции

Алтае-Саянской рифтовой системы возникла над крупным мантийным плюмом, поэтому магматизм приобрел ряд черт, свойственных магматизму крупных изверженных провинций.

Характеристики магматизма Алтае-Саянской рифтовой системы типичны для пород внутриплитных обстановок и конвергентных границ литосферных плит. Это указывает на взаимодействие магматических источников плюмового и надсубдукционного происхождения. Прежде всего, следует обратить внимание, что Алтае-Саянской рифтовой система возникла в пределах молодой складчатой области, которая возникла в конце кембрия – начале ордовика вследствие аккреции островодужных комплексов к краю Сибирского континента. Процессы аккреции сопровождалась явлениями субдукции, которые зафиксированы в пределах Алтае-Саянской складчатой области многочисленными раннепалеозойскими гранитоидными комплексами [117]. Все это указывает на то, что аккреция сопровождалась метасоматической переработкой литосферной мантии области с участием водного флюида [118]. Участие этой мантии отразилось на составе продуктов плавления [119; 120]. Имея это в виду, формирование магматических ассоциаций может быть представлено в следующей модели.

В период формирования магматических ассоциаций Алтае-Саянской рифтовой системы магмы мантийного плюма активно взаимодействовали с региональной литосферной мантией, которая была метасоматически изменена и обогащена водой во время раннепалеозойских (каледонского) аккреционных и субдукционных событий. Плавление такой литосферной мантии давало продукты, близкие к продуктам, которые образуются в субдукционных системах, а именно базальтовые магмы с низким содержанием титана. Эти продукты плавления смешивались с магмами мантийного плюма, давая в зависимости от их долевого участия два типа расплавов, различающиеся характером эволюции: умеренно-щелочные и щелочные. Умеренно-щелочные магмы поступали на поверхность, но, кроме того, задерживались во внутрикоровых промежуточных камерах. В них расплавы дифференцировались до трахитовых составов при одновременной незначительной контаминации коровым материалом, что нашло отражение в геохимических характеристиках последовательных продуктов дифференциации. Одновременно с этим под тепловым и флюидным воздействием базальтовых и дифференцированных магм происходило подплавление вмещающих пород магматических камер с образованием анатектических коровых расплавов. Они смешивались с дифференциатами базальтовых магм, образуя в результате широкую гамму переходных разновидностей между трахитами и риолитами. В максимальной степени приближены к составу коровых выплавов наиболее кремнекислые магмы с низкими содержаниями

несовместимых элементов, обедненные радиогенным Nd, но обогащенные радиогенным Sr по сравнению с базальтоидными расплавами.

Низкощелочные высокремистые риолитовые магмы с низкими содержаниями несовместимых элементов, обедненные радиогенным Nd, но обогащенные радиогенным Sr по сравнению с базальтоидными расплавами и продуктами их дифференциации наиболее точно характеризуют состав коровых выплавок.

Представления о смешении мантийных базальтовых и коровых кислых магм подтверждаются нарушением прямой зональности плагиоклазов и существованием кристаллов щелочного полевого шпата оплавленной формы в трахитах и трахидацитах. После исчерпания исходно базальтовых магм периферических камер анатектические расплавы поступали на поверхность в виде крупных экструзивных тел, завершая формирование непрерывной вулканической серии. Щелочные магмы, формирующие непрерывную нефелинит-тефрит-фонотеврит-фонолитовую ассоциацию, в минимальной степени взаимодействовали с коровыми субстратами.

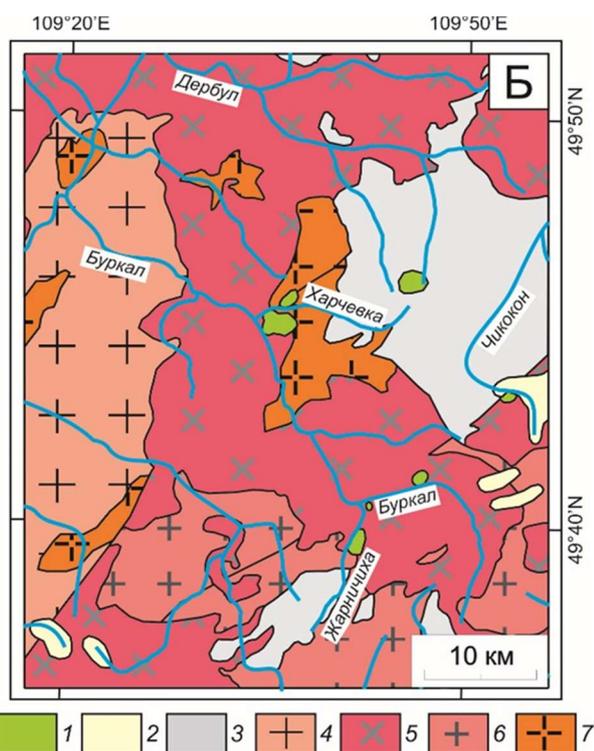
При образовании высоко-Ti магм, приведших к образованию бимодальной магматической ассоциации с участием щелочных редкометальных гранитов, роль мантийного плюма была максимальной. Об этом свидетельствуют, прежде всего, геохимические характеристики базальтов, близкие к ОИВ. Сиалические производные таких расплавов обогащены редкими литофильными элементами и близки по изотопным параметрам Sr и Nd высокот-Ti базальтовым магмам, что указывает на их образование в течение короткого периода существования промежуточных камер путём фракционирования без существенного вклада вещества континентальной коры.

2.2 Минералогия и геохимия щелочных кайнозойских базальтов юга складчатого обрамления Сибирской платформы (Южное Забайкалье, р. Жарничиха)

В позднем кайнозое на южном обрамлении Сибирского кратона широко проявился вулканизм, продукты которого образовали ряд различных по размеру и продолжительности формирования полей [121]. Общим для всех регионов является преобладание лав основного состава, большая часть которых, относится к щелочному и субщелочному рядам. Большая часть проявлений кайнозойского вулканизма связана с рифтогенными структурами Байкальского рифта.

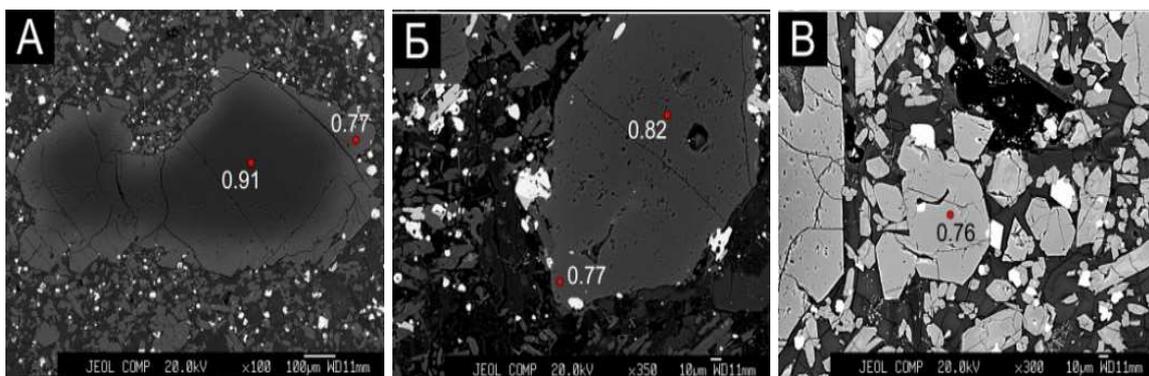
В Дауро-Хэнтейском хребте (Южное Забайкалье) (Рисунок 21) расположено несколько небольших по мощности и площади потоков и покровов щелочных базальтоидов в верховьях рек Чикоя и Чикокона, не связанных с рифтовыми структурами. Первые сведения о них появились в работе Костякова и др. [122]. Нами исследованы вулканы р. Жарничиха, которые ранее не изучались.

Целью исследований было определение источников вещества на основе минералогических и изотопно-геохимических данных и получение параметров формирования родоначального расплава.



1 – позднекайнозойские щелочные базальтоиды, 2 – четвертичные флювиогляциальные отложения, 3 – каменноугольные отложения ингодинской серии, 4 – гранитоиды малханского комплекса (PZ1), 5 – гранитоиды даурского комплекса (P1), 6 – гранитоиды кыринского комплекса (J1-2), 7 – гранитоиды асакан-шумиловского комплекса (J2-3).

Рисунок 21 - Геологическая карта района распространения кайнозойских щелочных базальтоидов Дауро-Хэнтейского хребта

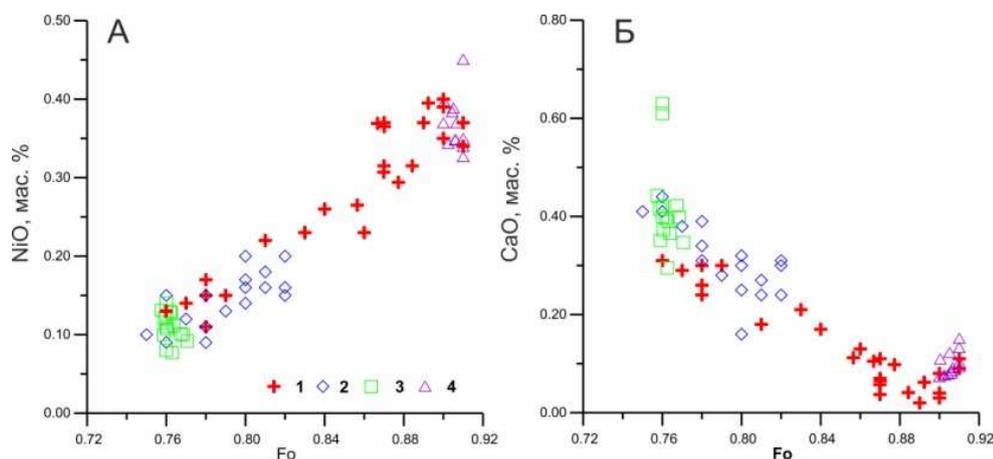


А – крупный ксенокристалл оливина; Б – крупный фенокристалл оливина; В – зерно оливина в основной массе. В центре и на краю зерен оливинов показана величина магниальности.

Рисунок 22 - Микрофотографии вкрапленников оливина в обратно рассеянных электронах

Изученные породы массивные. В некоторых образцах отмечены мелкие глубинные ксенолиты, представленные лерцолитами. Для исследования были выбраны образцы без видимых ксенолитов. Вулканиды представлены как порфировыми, так и афировыми разновидностями. Порфировые вкрапленники – кристаллы оливина и, реже, клинопироксена. Структура основной массы интерсертальная. Основная масса сложена мелкими зернами оливина (0.2×0.3 мм), пироксена (менее 0.4 мм), тонкими лейстами плагиоклаза (длиной до 0.1 мм) и игольчатыми микрочастицами апатита ≈ 0.02 мм, редкими отдельными мелкими зернами нефелина, калиевого полевого шпата и реликтами стекла. Породы насыщены рудными минералами. Афировые вулканиды сложены мелкими зернами оливина, пироксена, плагиоклаза и окисно-рудных минералов. Во многих образцах присутствует остаточное стекло.

Впервые получены данные по составу минералов. Среди оливинов по размерам и морфологии выделены три группы. Первая – бесформенные, часто резорбированные зерна до 1.2 мм (Ol 1) (Рисунок 22А). Вторая – гипидиоморфные и идиоморфные зерна до 0.4 мм (Ol 2) (Рисунок 22Б). Третья – мелкие идиоморфные менее 0.05 мм (Ol 3) (Рисунок 22В). В оливинах первой и второй группы отмечается зональность. Магниальность минералов уменьшается от центра к краям зерен. В крупных резорбированных оливинах в центре отмечается наиболее высокая магниальность, достигающая # Mg 0.91. Данные разности (Ol 1) отнесены нами к ксенокристаллам. От центра к краю идет постепенное уменьшение магниальности 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 магниальны (Ol 2). Эти оливины, по нашему мнению, являются фенокристаллами. В центральных частях зерен магниальность не поднимается более 0.82.



1 – оливин из ксенокристов; 2 – оливин из фенокристов; 3 – оливин из основной массы; 4 – оливин из ксенолита. Fo – мольная доля форстеритового минала (мол. %).

Рисунок 23 - Зависимость содержания NiO и CaO от Fo в оливинах различной генерации

В этой разновидности также от центра к краю уменьшается магнезиальность, содержание никеля и происходит увеличение количества кальция и марганца. Мелкие, большей частью, идиоморфные кристаллы наименее магнезиальны $\# \text{Mg} \approx 0.76$. При этом эти оливины не зональны. Для всех оливинов наблюдается положительная корреляция Fo с никелем и отрицательная с кальцием (Рисунок 23). Наиболее вероятно, что резорбированные крупные оливины являются ксеногенными, которые остались при разрушении глубинных ксенолитов.

Пироксен представлен двумя морфологическими типами. Первый – зерна неправильной формы максимального размера до 2×1 мм. Второй – таблитчатые гипидиоморфные кристаллы основной массы, размером до 0.4 мм. Пироксены относятся к титанавгитам. В зернах неправильной формы отмечается слабо выраженная зональность. От центра к краю наблюдается небольшое увеличение количества TiO_2 и Al_2O_3 . Содержание остальных компонентов существенно не меняется. При этом следует отметить, что составы краевых частей крупных зерен достаточно близко соответствуют составам таблитчатых кристаллов. Магнезиальность пироксенов изменяется от 0.77 в центре крупных зерен до 0.73 Mg# в краевых частях и в мелких табличках.

Среди алюмосиликатов определены плагиоклазы, КПШ и нефелин. Плагиоклазы представлены табличками размерами 0.3×0.08 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 основной массы более натровые и относятся к олигоклаз-андезину (An_{25-36}). Калиевый полевой шпат представлен анортоклазом. Состав нефелина практически соответствует стехиометрии.

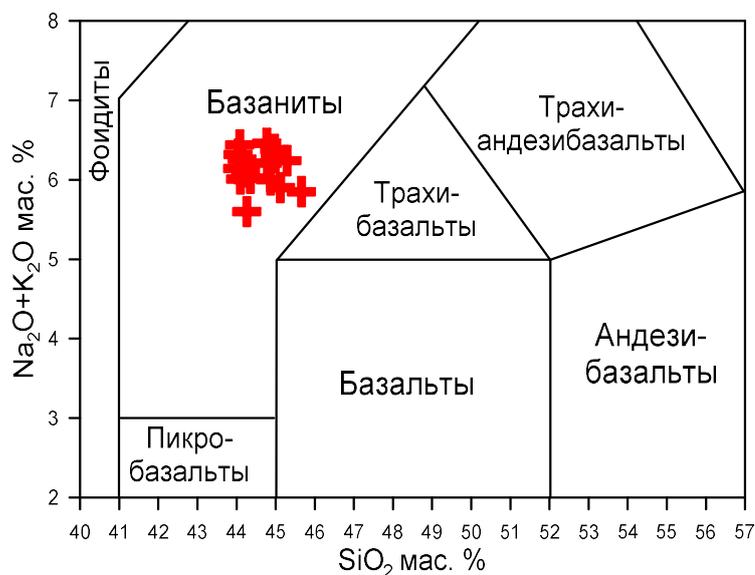


Рисунок 24 - TAS диаграмма для исследованных вулканитов

Из оксидов обнаружены и проанализированы титаномагнетиты и ильмениты. Следует отметить, что ильменит встречается реже титаномагнетита. Проанализированный ильменит содержит небольшое количество примесей, в основном магния, и по своему составу относится к типичным минералам основных пород. 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 низкокремниевые, содержание SiO_2 меняется от 44.03 до 45.66 мас. % и умеренно- до высокомагнезиальных – 9.65 - 16.04 мас. % MgO . Повышенное содержание магния объясняется наличием в породе ксеногенных вкрапленников оливина с магнезиальностью до 0.91. Везде наблюдается превышение натрия над калием - $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ составляет 1.03-1.76. На диаграмме TAS (Рисунок 24) точки составов пород попадают в поле базанитов [105].

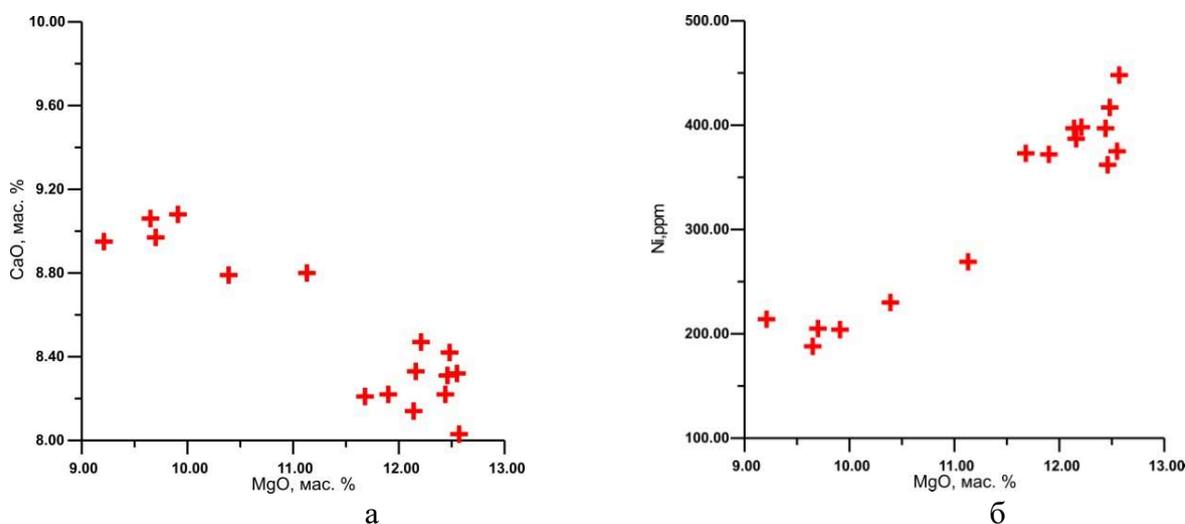


Рисунок 25 - Зависимость CaO и Ni от содержания MgO

Большое количество рудных минералов в базальтоидах объясняется высоким содержанием железа, более 13 мас. % FeO*, и титана, более 3 мас. % TiO₂, в расплаве. Кроме того, во всех вулканитах отмечается пониженное содержание Al₂O₃, не более 13 мас. %.

Несмотря на небольшие колебания в содержании кремнезема, с увеличением количества SiO₂ концентрация титана падает. При увеличении содержания магния наблюдается уменьшение количества кальция (Рисунок 25А). Для других петрогенных элементов существенного изменения их содержаний не отмечается.

Содержание совместимых элементов таких, как Ni, находится в прямой корреляционной зависимости с концентрацией магния (Рисунок 25Б). Прямая корреляционная зависимость устанавливается также между несовместимыми элементами, такими как цирконий и ниобий (Рисунок 26А). Взаимное распределение совместимых и несовместимых элементов находится близко к обратной зависимости (Рисунок 26Б). Такое поведение элементов, по всей вероятности, определяется механизмом кристаллизационной дифференциации. Фракционирование оливина и, возможно, пироксена определяет извлечение Ni, из расплава и накопление в нем несовместимых элементов, таких как Zr. Наличие нескольких генераций оливина и пироксена достаточно убедительно показывает кристаллизационную дифференциацию. Все изученные породы являются нефелин-нормативными. Наряду со щелочной спецификой (Na₂O+K₂O = 5.60-6.46 мас. %), изученные базальтоиды имеют повышенные концентрации HFSE (Nb, Ta), РЗЭ. Такие количества некогерентных элементов, в том числе и РЗЭ, объясняется их высоким содержанием в самом базанитовом расплаве. Подобные повышенные содержания этих элементов типично для плюмовых базальтоидов. Значения индикаторных редкоэлементных соотношений составляют (Ba/Nb – 5.95-9.80, Nb/Zr – 0.29-0.34), что достаточно хорошо соответствует таким в базальтах океанических островов. Отмечена высокая степень фракционирования (La/Yb – 25-38, Dy/Yb – 3.38-4.33).

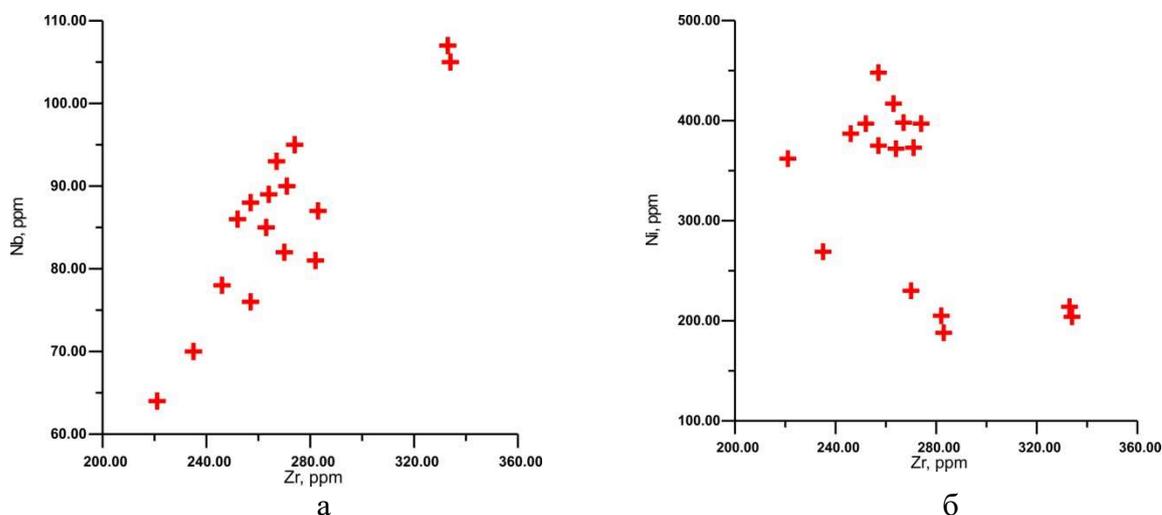
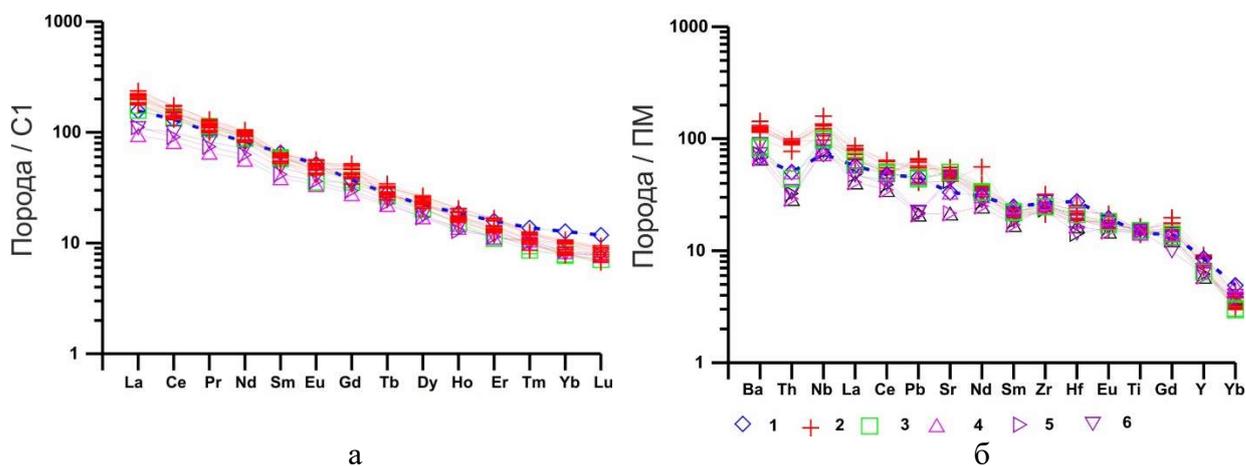


Рисунок 26 – Соотношение Nb - Zr (А) и Ni – Zr (Б) в изученных породах



1- ОИВ [92]; 2- базаниты – наши данные; 3 – плато Хэвэн [123]; 4, 5, 6 – щелочные базальты ЮБВО (Окинский, Тункинский, Хубсугульский сектора) [124]. Хондрит С1 и примитивная мантия - [92].

Рисунок 27 – Характер распределения редких элементов в вулканитах

На графике распределения РЗЭ видно, что вулканиты почти полностью соответствуют породам ОИВ (Рисунок 27А). При этом легких редких земель несколько больше чем у ОИВ, а Yb и Lu немного меньше. Составы пород близки к составам базанитов плато Хэвен [123] и основных вулканитов ЮБВО [124].

На спайдердиаграмме (Рисунок 27Б) составы исследованных пород близки к среднему составу ОИВ, но при этом несколько обогащены Ba, Th, La, Nb и Sr и слегка обеднены Yb. 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 – Хэвен [123], ЮБВО [124] изученные вулканиты им соответствуют.

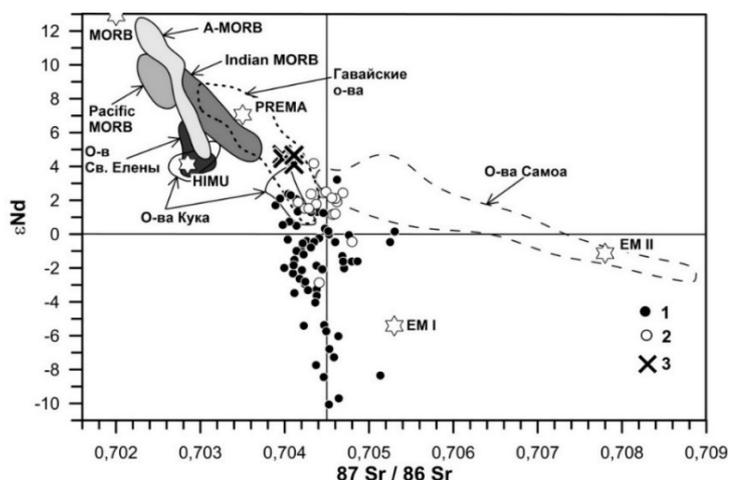
Были определены Р-Т условия начальных этапов кристаллизации базальтоидных расплавов вулканического плато р. Жарничиха. Использовались эмпирические формулы, взятые из работы К. Путирко [125]. Для центральных частей вкрапленников темноцветных минералов из вулканитов в условиях системы минерал - расплав рассчитаны температуры равновесия оливин-расплав. Давление было рассчитано для полученной температуры [125]. Расчеты проводились с использованием составов модельных расплавов, находящихся в равновесии по $KD_{Fe/Mg} = (FeO^{+2}_{Ol} / FeO^{+2}_{расплав}) / (MgO_{Ol} / MgO_{расплав})$ с оливинами Fo_{82-79} . Расчет проводился по образцам без видимых ксенокристов. Рассчитанные по уравнениям [125] температура и давление равновесия оливин – расплав для исследованных образцов составляют $T = 1326-1348^{\circ}C$ и $P = 1.09-1.06 GPa$ соответственно. Для краевых зон и мелких зерен определение РТ-параметров не проводились.

Для расчета температуры и давления пироксен Wo_{46-48} - расплав была использована программа WinPyrox [126]. Для центральных частей крупных вкрапленников температура

определена в 1100 - 1050 °С, а давление 0.62-0.49 GPa. На основе полученных РТ-параметров и данных по особенностям составов минералов можно предположить порядок кристаллизации вулканитов. При достаточно быстром подъеме базальтоидной магмы к поверхности происходил захват мантийных ксенолитов, разрушение которых привело к появлению в базальтоидах ксенокристов оливина (O11). Взаимодействие ксеногенных оливинов с расплавом привело к диффузионному обмену и может быть к частичному растворению, что сопровождалось выносом Mg и Ni в расплав, привнесом Fe и Mn в кристаллы и к образованию зональности в минералах. По мере продвижения расплава с ксеногенным материалом к поверхности происходила фракционная кристаллизация оливина. Начало кристаллизации оливинов из базальтоидной магмы (O12) с # Mg 0.82 связано с формированием крупных идиоморфных вкрапленников и завершается образованием мелких идиоморфных кристаллов основной массы. В этом же направлении происходит закономерная смена составов минерала с возрастанием содержания FeO, MnO и CaO, что приводит к уменьшению магнезиальности минерала. При взаимодействии этого оливина (O1 2) с расплавом также происходил диффузионный обмен с компонентами расплава. В последнюю очередь, вблизи поверхности, происходила массовая кристаллизация идиоморфных низкомагнезиальных мелких кристаллов оливина с Fo=0.76. При этом происходило обрастание ксенокристов и фенокристов низкомагнезиальным оливином с Fo=0.76.

Подъем магмы при снижении температуры и давления привел к кристаллизации клинопироксена. Затем крупные вкрапленники клинопироксена также реагировали с остаточным базальтовым расплавом. Краевые части пироксенов несколько обогащались алюминием, титаном. В это же время формировалась часть ильменита и титаномагнетита и, возможно, табличек плагиоклаза с содержанием анортитовой молекулы от 48.63 до 55.45. При дальнейшем подъеме к поверхности происходила массовая кристаллизация мелких зерен оливина, пироксена, кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата и нефелина. Факт наличия реликтов стекла подтверждает, что все это происходило в приповерхностных условиях и все этапы продвижения расплава происходили достаточно быстро.

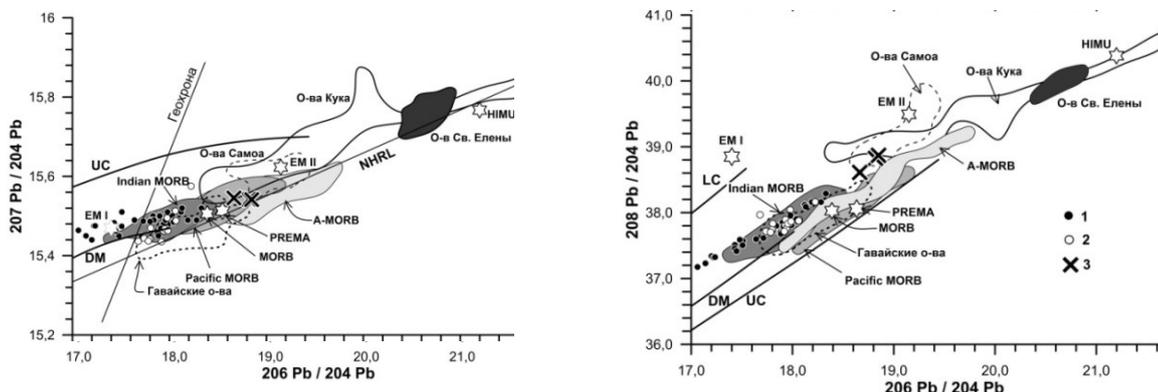
Достаточно общепринятым считается, что базальты океанических островов (OIB) могут происходить из мантийных источников с изотопными характеристиками HIMU, EM-I, EM-II [127]. Чтобы попытаться выяснить природу изотопных источников базальтоидов р. Жарничиха южного Забайкалья, нами исследован их изотопный состав Sr, Nd и Pb. Для данного объекта это сделано впервые. Для сравнения были рассмотрены изотопные характеристики кайнозойских базальтоидов Южно-Байкальской (ЮБВО) и Южно-Хангайской (ЮХВО) вулканических областей.



1 - Южно-Байкальская вулканическая область [128, 123, 124]; 2 - Южно-Хангайская вулканическая область [129, 130]; 3 – р. Жарничиха. Составы мантийных источников MORB, EM-I, EM-II, HIMU даны по [131, 132], PREMA – по [133]. A-MORB [134, 135]; тихоокеанские MORB [136]; индийские MORB [137]; Гавайские острова – по базам данных [138]; остров Св.Елены [139]; острова Кука [140]; острова Самоа [140, 141].

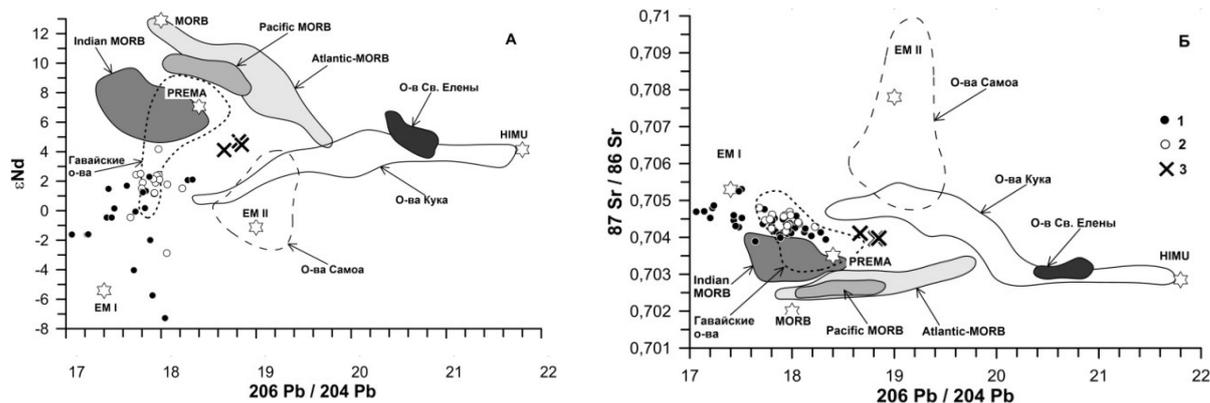
Рисунок 28 - Изотопная диаграмма ϵNd - $^{87}Sr/^{86}Sr$ для неогеновых базальтоидов

Данные об изотопии этих районов приведены в работах [128; 7; 129; 130]. Данные этих авторов показали, что вариации изотопного состава Sr, Nd и Pb в кайнозойских базальтоидах этих вулканических областей, определяются главным образом процессами взаимодействия между истощенными источниками вещества – DM и/или PREMA, и обогащенным источником типа EM I. Базальтоиды р. Жарничиха по изотопии отличаются от выше указанных объектов. Изотопная Sr-Nd характеристика пород (Рисунок 28) позволяет охарактеризовать источник их вещества как близкий к умеренно истощенному источнику PREMA, так как он заметно более деплетирован составами неодима ($\epsilon Nd = 4.9 - 6.1$) и стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7038 - 0.7039$) по сравнению с базальтоидами ЮБВО и ЮХВО, где $\epsilon Nd \leq 4$ и $^{87}Sr/^{86}Sr \geq 0.7041$.



Базаниты: 1 - Южно-Байкальской вулканической области [128, 6]; 2 - Южно-Хангайской вулканической области [129; 130], 3 – р. Жарничиха. Линии изотопной эволюции Pb в верхней коре (UC), нижней коре (LC) и деплетированной мантии (DM) даны по [142]. Остальные обозначения и ссылки – см. рисунок 28.

Рисунок 29 - Диаграммы изотопной эволюции свинца в координатах $^{207}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ (А) и $^{208}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ (Б) для неогеновых базальтоидов



1 - Южно-Байкальская вулканическая область [128; 123]; 2 - Южно-Хангайская вулканическая область [129; 130] и 3 – р. Жарничиха. Остальные обозначения и ссылки – см. рисунке 28

Рисунок 30 - Изотопные диаграммы в координатах $\epsilon Nd - ^{206}Pb / ^{204}Pb$ (А) и $^{87}Sr / ^{86}Sr - ^{206}Pb / ^{204}Pb$ (Б) для неогеновых базальтоидов

Однако изотопный состав свинца исследованных базальтоидов обладает более радиогенным составом по сравнению с таковым в базальтоидах ЮБВО и ЮХВО, а также средних составах MORB и PREMA, что следует из диаграмм $^{207}Pb / ^{204}Pb - ^{206}Pb / ^{204}Pb$ (Рисунок 29А) и $^{208}Pb / ^{204}Pb - ^{206}Pb / ^{204}Pb$ (Рисунок 29Б). На них точки составов базальтоидов как ЮБВО, ЮХВО, так и р. Жарничиха образуют единые тренды, но в обоих случаях последние наращивают наиболее радиогенные их части. При этом источником дополнительной радиогенной составляющей могут выступать источники как EM II, так и HIMU. На изотопной вариационной диаграмме $\epsilon Nd - ^{206}Pb / ^{204}Pb$ (Рисунок 30А) точки составов базальтоидов р. Жарничиха образуют компактную группу, которая обособлена от таковых для базальтоидов ЮБВО и ЮХВО и смещена по сравнению с источником PREMA в область более радиогенных величин отношения $^{206}Pb / ^{204}Pb$. Аналогичная тенденция наблюдается и на диаграмме $^{87}Sr / ^{86}Sr - ^{206}Pb / ^{204}Pb$ (Рисунок 30Б). Небольшая величина этого смещения не позволяет уверенно определить природу источника радиогенной добавки.

Sr-Nd-Pb изотопная систематика базальтоидов р. Жарничиха свидетельствует о том, что доминирующим мантийным источником для них служил источник PREMA при резко подчиненном участии обогащенного источника, что отлично от базальтоидов ЮБВО и ЮХВО, изотопный состав которых контролируется процессом смешения источников PREMA и EM I. Именно различием в изотопных источниках объясняется повышенное содержание Ba, Th, La, Nb и Sr в изученных базанитах по сравнению с базальтоидами ЮБВО и ЮХВО, как было предположено выше.

Для определения условий формирования базанитовых магм были использованы эмпирические геотермометры и геобарометры. Расчет производился по масс-балансу. Для расчета состава родоначального расплава, из которого фракционировали ранние

магматические минералы был взят наименее магнезиальный образец афировой лавы (обр. № 105, MgO – 9.65 мас. %, Fo Ol 2 = 0.82), где по нашим наблюдениям практически нет ксеногенного Ol 1. Расчет проводился в программе Petrolog 3.1.1.3 [103], методом обратной фракционной кристаллизации (вкладка «Reverse Fractional Crystallization»). Было сделано два допущения. Первое – родоначальный состав расплава должен быть равновесен мантийному оливину с магнезиальностью Fo 0.90. Второе – фракционирование родоначального расплава началось с кристаллизации оливина Fo 0.82. Как показано выше, в связи с достаточно большой скоростью подъема расплава оливины промежуточного состава не успевали образовываться. Расчетные данные по равновесию в системе Fo=0.90 - расплав и Fo=0.82 - расплав показали, что содержание MgO в родоначальном расплаве составляет 17.70 мас. %, а кремнезема 43.39 мас. %. По литературным данным [143 и другие], содержание петрогенных элементов расплавов является функцией, в основном P и T, а не степени плавления. Эти данные позволили произвести расчет давления и температуры для модельных базальтоидных безводных расплавов по [125]. Проведенные расчеты в программе Petrolog показали, что температура равновесия оливин_(Fo=0.90)-расплав составляла 1536 °С, а оливин_(Fo=0.82)-расплав ~ 1227 °С. Давление, полученное по уравнению [125] составляет 3.28 GPa. Близкие температурные интервалы были получены для базальтоидов ЮХВО [144]. К подобным параметрам образования расплавов для этого района пришли К. Литасов и Х. Танигучи [145]. Косвенным подтверждением корректности расчетов служит нахождение в базальтоидах гранат- и шпинель-содержащих мантийных включений. Еще раз подчеркнем, что рассчитанный родоначальный состав является нефелин-нормативным.

По данным многих исследователей, например [146; 147], основные вулканы океанических островов (ОИВ) образуются при частичном плавлении субстрата близкого к перидотитовому или пироксенитовому материалу. Повышенные концентрации редкоземельных элементов более соответствуют пироксенитовому источнику. Экспериментальные данные по плавлению перидотитов [148; 149] показали, что первичные расплавы, образующиеся из перидотитового источника, содержат больше оксида кальция, чем продукты пироксенитового субстрата. Тестирование состава, определенного родоначального состава базанитов р. Жарничиха в программе PRIMELT3 [150] показало, что для него более вероятен пироксенитовый источник из-за низкого содержания CaO. Соболевым с соавторами [151-153] показано, что наблюдаются более низкие концентрации CaO, MnO и более высокие – NiO в фенокристаллах базальтов, образовавшихся из пироксенитов по сравнению с перидотитами. Именно такие содержания данных оксидов отмечается в исследованных нами вулканах, что может служить подтверждением

предлагаемой модели. В качестве мантийного источника для нефелин-нормативных базальтоидов океанических островов рассматриваются оливиновые клинопироксениты (Ol+Crpx+Grt), например, [33 и др.]. Оливиновые клинопироксениты могут быть как кумулятивной частью рециклированной океанической коры, так и результатом твердофазных реакций между эклогитами и перидотитами в нижней мантии [33]. Частичное плавление оливиновых клинопироксенитов может дать расплавы с характеристиками, наблюдаемыми у базанитов р. Жарничиха (низкий SiO₂, CaO, относительно высокий MgO). Присутствием оливина в рестите объясняется и «перидотитовые» содержания NiO в оливиновых вкрапленниках.

Считается, что все породы OIB- типа вызваны влиянием плюма, например [154 и др.]. Ранее было предположено, что вулканизм этого района был вызван воздействием мантийного диапира при просачивании расплавов через мантийный субстрат [155]. Изученные нами вулканы по своим геохимическим характеристикам полностью отвечают составу базальтам океанических островов (OIB). Мы предполагаем, что базальтоидные расплавы, изученные нами, формировались в результате подъема мантийного плюма, так же как для пород плато Хэвэн [123]. Очаг генерации располагался в астеносферной мантии в области стабильности граната на глубине 90 – 100 км.

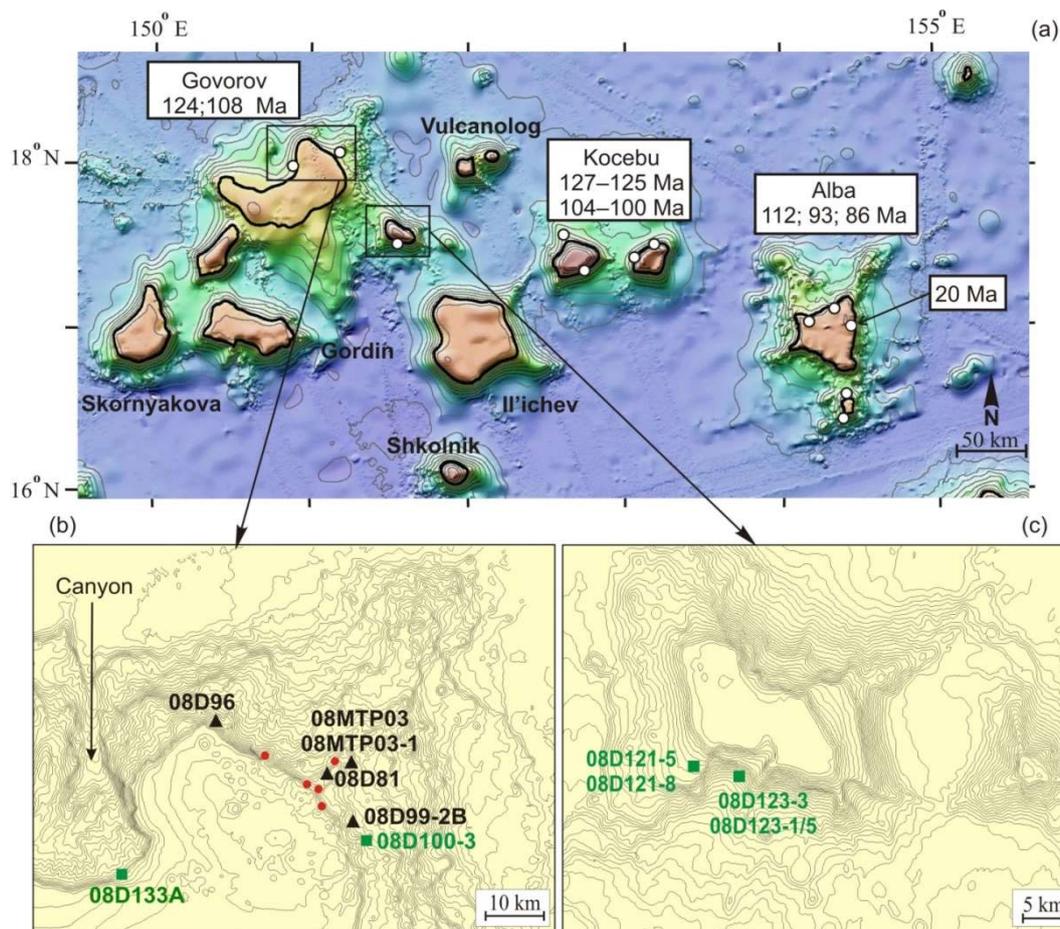
Таким образом, в результате изучения минералогические и изотопно-геохимические особенностей базанитов был определен порядок кристаллизации базанитовых расплавов. Определены температура и давление равновесной кристаллизации для оливина и фенокристов клинопироксена, рассчитан состав родоначального расплава. Полученные данные показали, что температура формирования родоначальных расплавов составляла 1536°C, а давление 3.28 GPa. Исследованные базаниты по своим геохимическим характеристикам соответствуют основным породам океанических островов. Впервые получены данные по изотопии стронция, неодима и свинца. Sr-Nd-Pb изотопная систематика базальтоидов р. Жарничиха свидетельствует о том, что доминирующим мантийным источником для них служил источник PREMA при резко подчиненном участии обогащенного источника, что отличает их от базальтоидов ЮБВО и ЮХВО, изотопный состав которых контролируется процессом смешения источников PREMA и EM I.

Отличие базанитов Южного Забайкалья от аналогичных пород Байкальской рифтогенной области обусловлено разными изотопными источниками магматических расплавов. В качестве мантийного источника предполагаются оливиновые клинопироксениты (Ol+Crpx+Grt). Предположено, что базальтоидные расплавы, изученные нами, формировались в результате подъема мантийного плюма, влияние которого вызвало активизацию кайнозойского вулканизма.

2.3 Минералого-геохимические и изотопные особенности щелочно-базальтоидных пород гайота Говорова

Изучен амфибол из мантийных пород (ксенолитов, ксенокристов) и базальтов, отобранных Перетяжко И.С. на гайоте Говорова (Магеллановы горы, Тихий океан) в рейсах НИС “Геленджик” 2016–2017 гг. АО “Южморгеология”. При драгировании С-В склона гайота впервые обнаружены базальты с ксенолитами амфибол–шпинелевого и шпинелевого верлита, ксенокристами паргасита, клинопироксена и сростками этих минералов (фрагменты размером до 2 см перидотитов и мантийных метасоматических жил). В ксенолитах верлита и ксенокристах клинопироксена встречаются включения Ti-флогопита и пикроильменита, содержащего 8–10 мас.% MgO. Клинопироксен из ксенолитов и ксенокристов часто имеет области распада – блоки и ламели паргасита, ламели хромистой шпинели и ортопироксена. На большой площади С-В склона гайота также встречаются трахибазальты, базальтовые трахиандезиты с породообразующим Ti-амфиболом (Mg-гастингсит-керсутитом) в фенокристах и микролитах. Установлен ^{40}Ar – ^{39}Ar возраст амфибол-содержащих пород – базальтового трахиандезита (124.3 ± 2 млн. лет) и трахибазальтов (107.6 ± 2 , 107.8 ± 2 млн. лет) гайота Говорова (Рисунок 31).

Состав амфибола закономерно изменяется от обогащенного Ti паргасита – Mg-гастингсита в верлите и мантийных ксенокристах до Mg-гастингсита – керсутита (смеси миналов ферри-керсутита, ферро-ферри-керсутита и ферро-керсутита) в базальтоидных породах. Методом [156] рассчитаны параметры образования амфибола. Паргасит в верлите кристаллизовался при максимальных *T-P* параметрах (1170 – 1120 °C, 25–16 кбар на глубине 73–53 км из мафических расплавов, содержащих 4.7–5.8 мас.% H₂O. Образование метасоматических жил (сростков крупных зерен паргасита и клинопироксена) происходило на глубине < 60–50 км из обогащенных H₂O (до 7.6 мас.%) мафических расплавов. В расплавах, исходных для базальтоидных пород, фенокристы Ti-амфибола, содержащие > 40% минала Mg-гастингсита, кристаллизовались при 1070 – 950 °C, 12–5 кбар (40–15 км). Снижение давления при подъеме магмы приводило к уменьшению концентрации H₂O в базальтоидных расплавах от 8.7 до 1.3 мас.%. В промежуточных магматических камерах, расположенных на уровне океанической коры (7–3 км), при снижении давления от 0.7 до 0.1 кбар и быстрой декомпрессии расплавов возрастала температура от 1060 до 1120 °C. В этих условиях ксенокристы амфибола были метастабильны и последовательно замещались на Ti-магнетит–клинопироксен–плаггиоклазовую и рёнит–содержащую минеральные ассоциации.



(a). Построена в программе Google Earth Pro V7.3.3.7786, используя файл topo_srtm_15.kml (<http://topex.ucsd.edu/kml/>). Детализации фрагментов основного массива гайота Говорова (b) и его Ю-В сателлита (c) по материалам АО «Южморгеология». Названия гайотов и подводных гор по <https://www.ngdc.noaa.gov/gazetteer/>. Положение точек опробования (белые кружки) и ^{40}Ar - ^{39}Ar датировки пород гайотов по нашим данным. На (b) и (c) точки отбора образцов: черные и красные знаки, номера образцов – породы с породообразующим амфиболом в фенокристах и микролитах, зеленые – породы с ксенокристами Ti-амфибола. 08Д100-3 – базальт с ксенолитами верлита и мантийными ксенокристами паргасита и клинопироксена.

Рисунок 31 - Батиметрическая карта района гайотов Говорова, Коцебу и Альба

Предполагается, что на глубинах <70 км через перидотиты (лерцолиты-гарцбургиты) океанической литосферы, подстилающей гайот Говорова, в сильных окислительных условиях ($\Delta\text{NNO} \geq +3$) просачивались подвижные силикатные мафические расплавы с высоким содержанием H_2O . При этом взаимодействии ортопироксен полностью замещался на клинопироксен + Mg-оливин и формировался верлит. Мантийный метасоматоз на разных уровнях океанической литосферы привел к кристаллизации паргасита и Ti-флогопита в верлите, а также к образованию амфибол-клинопироксеновых метасоматических жил. Метасоматические преобразования океанической литосферы под гайотом Говорова не были связаны с процессами субдукции Тихоокеанской Плиты. Источниками обогащенных летучими компонентами мафических расплавов и теплового потока, воздействующих на океаническую литосферу и приводящих к ее частичному

плавлению, могли быть как Южно-Тихоокеанский суперплюм (Southern Pacific Superplume, по [157]) в меловом периоде, так и LAB (Lithosphere-Asthenosphere Boundary) в кайнозое. Многократная активизация внутриплитного вулканизма Магеллановых гор на протяжении около 100 млн. лет от мелового периода до кайнозоя может объясняться как деятельность одного либо нескольких плюмов (hotspots), так и альтернативными геодинамическими моделями, связанными с адиабатическим (декомпрессионным) плавлением ранее метасоматизированных пород литосферы (амфибол-шпинелевых верлитов и амфибол-клинопироксеновых жил), вызванном глубинными разломами литосферы от уровня LAB, по которым происходили извержения щелочно-базальтовых магм в petit-spot вулканах, например, на гайоте Альба [158].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные в 2021 году геологические и изотопно-геохимические исследования позволили установить особенности состава литосферной мантии под разновозрастными структурами земной коры Сибирского кратона и юго-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, а также выявить индикаторные геохимические и изотопные характеристики магматических ассоциаций юго-западного и юго-восточного флангов Центрально-Азиатского складчатого пояса и Магеллановых гор.

В ходе выполнения НИР в 2021 г. получены следующие научные результаты:

1) В результате изучения ксенолитов из кимберлитов Мирнинского кимберлитового поля (юг Якутской кимберлитовой провинции) установлено, что литосферная мантия под этим полем отличается от таковой под другими алмазоносными полями более широким развитием эклогитов и пироксенитов, низко-Ti составом пород и практическим отсутствием деформированных лерцолитов. Выявленные особенности состава мантийных ксенолитов свидетельствуют о минимальном проявлении силикатного метасоматоза в литосферной мантии под Мирнинским полем (в отличие от центра Сибирского кратона), что, возможно, в целом явилось благоприятным условием лучшей сохранности алмазов и, соответственно формированию таких высокоалмазоносных трубок, как Мир и Интернациональная.

2) Изучение деплетированных мантийных перидотитов офиолитового комплекса Ольхонского композитного террейна показало, что структурная и композиционная неоднородность оливинов в них обусловлена процессами дегидратации серпентина при различных величинах фугитивности кислорода. Установлено, что тесно ассоциирующие с перидотитами плагиограниты не связаны с коллизионным магматизмом, проявленным в палеозое, и, возможно, имеют супрасубдукционную природу, что позволяет по-новому взглянуть на геодинамическую историю развития региона.

3) В результате реконструкции условий формирования пироксенитовых жил и вмещающих гарцбургитов Восточного блока Эгийнгольского массива (Северная Монголия) сделан вывод, что гарцбургиты имеют геохимические особенности надсубдукционных перидотитов, которые были образованы в результате высоких степеней плавления астеносферной мантии при спрединге в преддуговой области над зоной субдукции; образование пироксенитовых жил происходило в результате взаимодействия вмещающих перидотитов с просачивающимся высоко-Sa бонинитовым расплавом и их можно рассматривать в качестве транспортных каналов бонинитовых магм в литосферной мантии преддуговой области.

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

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

6) Установлено, что метасоматические преобразования океанической литосферы под гайотом Говорова не были связаны с процессами субдукции Тихоокеанской плиты. Источниками обогащенных летучими компонентами мафических расплавов и теплового потока, воздействующих на океаническую литосферу и приводящих к ее частичному плавлению, могли быть как Южно-Тихоокеанский суперплюм в меловом периоде, так и комплексы пород литосферно-астеносферной границы в кайнозое.

Заявленные цели и поставленные задачи проекта НИР за 2021 г. были полностью выполнены. Создан необходимый научный задел для продолжения исследований в рамках намеченных направлений.

Результаты исследований отражены в 1 монографии и 8 статьях в рецензируемых научных журналах (из них 8 - в журналах, цитируемых международными базами данных Web of Science, Scopus; из них 6 - в международных англоязычных научных журналах). Список публикаций по теме проекта за 2021 г. приведен в Приложении А.

Кроме того, результаты исследований были представлены в виде 19 докладов на всероссийских конференциях. Список докладов по теме проекта за 2021 г. приведен в Приложении Б.

В рамках тем основных исследований по проекту была защищена одна кандидатская диссертация. Название диссертации приведено в Приложении Б.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Геологическая эволюция Земли: от космической пыли до обитателя человечества / Отв. ред.: М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолук; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т геохимии им. А.П. Виноградова. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». – 327 с. – ISBN 978-5-6043022-8-6 (в пер.). (авторы: М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолук, Д.П. Гладкочуб, Н.А. Горячев, А.П. Деревянко, А.Н. Диденко, Т.В. Донская, В.А. Кравчинский, А.Р. Оганов, С.А. Писаревский)
- 2 Yakovlev D.A., Kostrovitsky S.I., Fosu B.R., Ashchepkov I.V. Diamondiferous kimberlites from recently explored Upper Muna Field (Siberian Craton): petrology, mineralogy and geochemistry insights // Geological Society, London, Special Publications. – 2021. – V. 513.
- 3 Дорошков А.А., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. «Геохимия ультрабазитов Центральной части Восточного Саяна (юг Сибири)» / Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2021620938. Дата регистрации в Реестре баз данных 13.05.2021 г.
- 4 Belyaev V.A., Gornova M.A., Gordienko I.V., Karimov A.A., Medvedev A.Y., Ivanov A.V., Dril S.I., Grigoriev D.A., Belozeroва O.Y. Late Cambrian calc-alkaline magmatism during transition from subduction to accretion: Insights from geochemistry of lamprophyre, dolerite and gabbro dikes in the Dzhida terrain, Central Asian orogenic belt // Lithos. - 2021. – V. 386. - No 106044.
- 5 Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // Gondwana Research. - 2021. – V. 89. – P. 193-219.
- 6 Медведев А.Я., Демонтерова Е. И., Каримов А. А., Беляев В. А. Петрология базанитовых лав Дауро-Хэнтэйского хребта (РТ- параметры образования, порядок кристаллизации, источники вещества) // Геология и геофизика, 2021, т. 62, № 3, с. 364-381.
- 7 Перетяжко И.С., Савина Е.А., Юдин Д.С., Пуляева И.А. Метасоматоз перидотитов океанической литосферы под гайотом Говорова (Магеллановы горы, Тихий океан) // Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. – 2021. – Т. 2. – С. 206–209.
- 8 Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, 1974. – 263 с.
- 9 Соловьева Л. В., Владимиров Б. М., Днепровская Л. В. и др. В кн.: Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. – Новосибирск: ВО Наука, 1994. – 256 с.

- 10 Уханов А. В, Рябчиков И. Д., Харьков А. Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. – М.: Наука, 1988 – 286 с.
- 11 Pokhilenko, N.P., Sobolev, N.V., Kuligin, S.S., Shimizu, N. Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle. In: Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D., Richardson, S.H. (Eds.), Proc. 7th Internatl. Kimberlite Conf. RedRoof Design, Cape Town, 1999. - pp. 689-698.
- 12 Ionov D. A., Doucet L. S., Carlson R. W., Golovin A.V. Korsakov A.V. Post Archean formation of the lithospheric mantle in the central Siberian craton: Re–Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite// *Geochimica et Cosmochimica Acta*. - 2015. - V. 165. - P. 466–483.
- 13 Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. - М.: Научный мир, 2006. - 210 с.
- 14 Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Ntaflos T., Downes H., Mitchell R., Smelov A.P. Alymova N.V., Kostrovitsky S.I., Rotman A.Ya., Smarov G.P., Makovchuk I.V., Stegnitsky Yu.B., Nigmatulina E.N., Khmelnikova O.S. Regularities and mechanism of formation of the mantle lithosphere structure beneath the Siberian Craton in comparison with other cratons// *Gondwana Research*. - 2013. - V.23. - I.1. - P. 4-24.
- 15 Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н. и др. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами// *Геология и геофизика*. - 2008. - Т.49, № 4. - С. 281 – 301.
- 16 Ionov D.A., Doucet L. S., Ashchepkov I.V. Composition of the lithospheric mantle in the Siberian Craton: new constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East Kimberlite// *Journal of petrology*. - 2010. - V.51. №2. - P. 2177-2210.
- 17 Howarth G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F., Baziotis I.P., Pokhilenko N.P., Pokhilenko L.N., Bodnar R.J., Taylor L.A., Agashev A.M. Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths// *Lithos*. - 2014. - V.184-185. - P.209-224.
- 18 Matthey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite // *Earth Planetary Science Letters*. – 1994. - V. 128. - P. 231-241.
- 19 Valley J.W., Kinny P.D., Schulze D.J., Spicuzza M.J. Zircon megacrysts from kimberlite: Oxygen isotope heterogeneity among mantle melts// *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1998. - V. 133. – P. 1-11.
- 20 Ai Y. A revision of the garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg exchange geothermometer// *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 1994. - V.115. - I.4. - P. 467-473.

- 21 Krogh E. J. The garnet–clinopyroxene Fe-Mg geothermometer – a reinterpretation of existing experimental data// *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1988. - V. 99. - P. 44–48
- 22 Krogh Ravn E. The garnet–clinopyroxene Fe²⁺– Mg geothermometer: an updated calibration// *Journal of Metamorphic Geology*. - 2000. - V.18. - P. 211–219.
- 23 Nimis P., Taylor W.R. Single Clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1, Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer// *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 2000. - V.139. - P.541–554.
- 24 Nimis P., Grutter H. Internally consistent geothermometers for garnet peridotites and pyroxenites // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. - 2010. - V.159. - P. 411 – 427.
- 25 Hasterok D., Chapman D.C. Heat production and geotherms for the continental lithosphere// *Earth and Planetary Science Letters*. - 2011. - V.307. - I.1-2. - P. 59-70.
- 26 Brey G.P., Köhler T., Nickel K.G. Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites. I. Experimental Results from 10 to 60 kbar // *Journal of Petrology*. - 1990. - V. 31. - P. 1313-1352.
- 27 Brey G.P., Köhler T. Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites II. New Thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *Journal of Petrology*. - 1990. - V. 31. - P. 1353-1378.
- 28 Nickel K.G., Green D.H. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // *Earth and Planetary Science Letters*. - 1985. - V.73. - P. 158-170.
- 29 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.
- 30 Coleman R. G. *Ophiolite: ancient oceanic lithosphere?* Springer-Verlag: New York, USA, - 1977. - 229 p.
- 31 Moores E., Kellogg L., Dilek Y., Elthon D., Nicolas A. Tethyan ophiolites, mantle convection, and tectonic "historical contingency": A resolution of the "ophiolite conundrum". *Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights From Field Studies and Ocean Drilling Program*. – 2000. – P. 3-12.
- 32 Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J., Parkinson I.J., Leat P.T. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system South Atlantic // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 2000. – V. 139. – P. 36–53.
- 33 Bodinier, J.L., Godard, M. Orogenic, Ophiolitic and Abyssal Peridotites. In *Treatise on Geochemistry*, Carlson, R.W., Ed., Oxford, UK, 2003, - V. 2. - Pp. 103–157.
- 34 Saka S., Uysal I., Akmaz R.M., Kaliwoda M., Hochleitner R. The effects of partial melting, melt–mantle interaction and fractionation on ophiolite generation: Constraints from the

late cretaceous Pozanti-Karsanti ophiolite, southern Turkey. *Lithos.* - 2014. - V. 202–203. - P. 300–316.

35 Pallister J.S. Structure of the sheeted dyke complex of the Samail ophiolite near Ibra, Oman // *J. Geophys. Res.* - 1981. - V. 86. - P. 2661–2672.

36 Furnes H. and Dilek Y. Geochemical characterization and petrogenesis of intermediate to silicic rocks in ophiolites: A global synthesis // *Earth-Sci. Reviews.* - 2017. - V. 166. - P. 1–37.

37 Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences.* - 1996. - V. 87. - P. 205-215.

38 Туркина О.М. Тоналит-грандземитовые комплексы надсубдукционных обстановок (на примере позднерифейских плагиогранитоидов ЮЗ окраины Сибирской платформы) // *Геология и геофизика.* - 2002. - Т. 43. - № 5. - С. 418-431.

39 Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekina E.N., Cheong W., Kim J. Pre-collisional (≤ 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research.* - 2017. - V. 42. - P. 243–263.

40 Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, IEC SB RAS, 2005. p. 5-76.

41 Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kroner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // *J. Geol. Soc. London.* - 2008. - V. 165. - P. 235—246.

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

43 Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Волкова М.Г. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст и геохимические признаки синколлизионных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере Бирхинского массива и его складчатого обрамления) // *Докл. Ак. Наук.* - 2005. - Т. 405. - № 2. - С. 251-255.

- 44 Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Михеев Е.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Хлестов В.В., Хромых С.В. Реститовые гипербазиты в коллизионной системе ранних каледонид западного Прибайкалья // Геология и геофизика. - 2013. - Т. 54. - № 10. - С. 1562-1582.
- 45 Sklyarov, E. V., Lavrenchuk A. V., Fedorovsky V. S., Pushkarev E. V., Semenova D. V., Starikova A. E. Dismembered ophiolite of the Olkhon composite terrane (Baikal, Russia): petrology and emplacement // Minerals. - 2020. - V. 10. - № 4.
- 46 Павленко Э.Ф. Особенности структурного положения гипербазитов Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. - 1983. - № 5. - С. 8-14.
- 47 Шептякова Н.В., Антипин В.С., Куц Л.В. Коллизионные и внутриплитные палеозойские гранитоиды Прибайкалья: сравнительная геохимия и петрогенезис // Геология и геофизика. - 2016. - № 7. - С. 1307-1322.
- 48 Evans B.W. Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. – 1977. - V 5. - P. 397–447.
- 49 Gueguen Y., Nicolas A. Deformation of Mantle Rocks // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. – 1980. – V. 8. – P. 119-144.
- 50 Mercier J.-C.C., Nicolas A. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts // J. Petrol. – 1975. – V. 16. – P. 454–487.
- 51 Jonnalagadda M., Karmalkar N., Benoit M., Gregoire M., Duraiswami R., Harshe S., Kamble S. Compositional variations of chromian spinels from peridotites of the Spontang ophiolite complex, Ladakh, NW Himalayas, India: petrogenetic implications // Geosciences Journal. – 2019. – V. 23. – P. 895-915.
- 52 Bucher K., Grapes R. Metamorphism of Ultramafic Rocks. In Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag: Berlin, Germany, 2011, pp. 191-224.
- 53 Arai S. Contact metamorphosed dunite-harzburgite complex in Chugoku District, Western Japan // Contrib. Mineral. Petrol. – 1975. – V. 52. – P. 1-16.
- 54 Takahashi E., Uto K., Schilling J.G. Primary magma compositions and Mg/Fe ratios of their mantle residues along mid-Atlantic ridge 29N to 73N. In: Technical Report, A9, Okayama University Series: Institute of Studies Earth's Interior, Japan, 1987. - Pp. 1–14.
- 55 Trommsdorff V., López Sánchez-Vizcaíno V., Gómez-Pugnaire M.T., Müntener O. High pressure breakdown of antigorite to spinifex-textured olivine and orthopyroxene, SE Spain // Contrib. Miner. Petrol. – 1998. – V. 132. – P. 139–148.
- 56 Vance J., Dungan M. Formation of peridotites by deserpenitization in Darrington and Sultan areas, Cascade Mountains, Washington // Geological Society of America Bulletin. – 1977. - V. 88. – P. 1497-1508.

- 57 Trommsdorff V., López Sánchez-Vizcaíno V., Gómez-Pugnaire M.T., Müntener O. High pressure breakdown of antigorite to spinifex-textured olivine and orthopyroxene, SE Spain // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1998. – V. 132. – P. 139–148.
- 58 Nozaka T. Compositional heterogeneity of olivine in thermally metamorphosed serpentinite from Southwest Japan // *Am. Mineral.* – 2003. – V. 88. – P. 1377-1384.
- 59 Nozaka T. Metamorphic history of serpentinite mylonites from the Happo ultramafic complex, central Japan // *J. Metam. Geol.* – 2005. – V. 2. – P. 711-723.
- 60 Evans B.W., Trommsdorff V. On elongate olivine of metamorphic origin // *Geology.* – 1974. – V. 2. – P. 131-132.
- 61 Frost B.R. On the stability of sulfides, oxides, and native metals in serpentinite // *J. Petrol.* – 1985. – V. 26. – P. 31–63.
- 62 Barriere M., Cotten J. Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteritic equilibration in granites // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1979. – V. 70. - № 2. – P.183-192.
- 63 Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ben Ohoud M. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites // *Comptes Rendus Geosci.* – 2005. – V. 337. - № 16. – P. 1415-1420.
- 64 Abdel-Rahman A.F.M. Magma types and nature of micas in the plutonic complexes of northeastern Egypt // *Neues J. Geol. Pal. Abh.* -2007. – V. 243. -№ 2. – P. 217-230.
- 65 Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // *Am. Mineral.* - 1995. – V. 90. – P. 316-328.
- 66 Cluzel D., Boulvais P., Iseppi M., Lahondere D., Lesimple S., Maurizot P., Paquette J.L., Tarantola A., Ulrich M. Slab-derived origin of tremolite-antigorite veins in a supra-subduction ophiolite: the Peridotite Nappe (New Caledonia) as a case study // *Int. J. Earth Sci.* – 2020. – V. 109. - № 1. – P. 171-196
- 67 Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртогоо О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде – палеозое // *Геология и геофизика.* – 2007. – Т. 48. – №. 1. – С.120–141.
- 68 Горнова М. А., Кузьмин М. И., Гордиенко И. В., Медведев А. Я., Альмухамедов А. И. Особенности состава надсубдукционных перидотитов на примере Эгийнгольского массива // *Доклады Академии Наук.* – 2008. – Т. 420. – № 5. – С. 669–673.
- 69 Горнова М. А., Кузьмин М. И., Гордиенко И. В., Медведев А. Я., Альмухамедов А. И. Геохимия и петрология Эгийнгольского перидотитового массива: реставрация

условий плавления и взаимодействия с бонинитовым расплавом // Литосфера. – 2010. – № 5. – С. 25–45.

70 Karimov A. A., Gornova M. A., Belyaev V. A., Medvedev A. Ya., Bryanskiy N. V. Genesis of pyroxenite veins in supra-subduction zone peridotites: Evidence from petrography and mineral composition of Egiingol massif (Northern Mongolia) // China Geology. – 2020. – V. 2. – P. 299–313.

71 Альмухамедов А. И., Гордиенко И. В., Кузьмин М. И., Томуртогоо О., Томурхуу Д. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. – 1996. – Т. 4. – С. 25–42.

72 Пинус Г. В., Агафонов Л. В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. – М: Наука, 1984. – 200 с.

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

74 Елбаев А. Л., Гордиенко И. В., Баянова Т. Б., Гороховский Д. В., Орсов Д. А., Бадмацыренова Р. А., Зарубина О. В. U-Pb-возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитов офиолитовой ассоциации Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье) // Доклады Академии наук. – 2018. – Т. 478. – № 4. – С. 452–455.

75 Belyaev V. A., Gornova M. A., Gordienko I. V., Karimov A. A., Medvedev A. Ya., Ivanov A. V., Dril S. I., Grigoriev D. A., Belozeroва O. Yu. Late Cambrian calc-alkaline magmatism during transition from subduction to accretion: Insights from geochemistry of lamprophyre, dolerite and gabbro dikes in the Dzhida terrain, Central Asian orogenic belt // Lithos. – 2021. – V. 386-387.

76 Karimov A. A., Gornova M. A., Belyaev V. A. Pyroxenite veins within SSZ peridotites - evidence of melt-rock interaction (Egiingol massif), major and trace element composition of minerals. // Geodynamics & Tectonophysics. – 2017. – V. 8. – №. 3. – P. 483–488.

77 Каримов А. А., Горнова М. А., Беляев В. А., Энхбат Д. Хромшпинелиды из ультрамафитов и хромититов Эгийнгольского массива (Северная Монголия) // Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. – 2017. – Т. 40. – № 4. – С. 9–29.

78 Dick H. J. B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1984. – V. 86. – №. 1. – P. 54–76.

- 79 Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana Forearc, Leg 125 // Proceedings of the Ocean Drilling Program, 125 Scientific Results Proceedings of the Ocean Drilling Program. / P. Fryer, J. A. Pearce, L. B. Stokking, et al. Texas, USA: College Station. – 1992. – P. 445–485.
- 80 Parkinson I. J., Pearce J. A. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle Interaction in a supra-subduction zone setting // Journal of Petrology. – 1998. – V. 39. – №. 9. – P. 1577–1618.
- 81 Cameron W. E. Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus // Contr. Mineral. and Petrol. – 1985. – V. 89. – №. 2–3. – P. 239–255.
- 82 Sobolev A. V., Danyushevsky L. V. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // Journal of Petrology. – 1994. – V. 35. – №. 5. – P. 1183–1211.
- 83 Danyushevsky L. V., Sobolev A. V., Falloon T. J. North Tongan high-Ca boninite petrogenesis: The role of samoan plume and subduction zone-transform fault transition // Journal of Geodynamics. – 1995. – V. 20. – №. 3. – P. 219–241.
- 84 Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chemical Geology. – 1994. – V. 113. – №. 3–4. – P. 191–204.
- 85 Ishimaru S., Arai S., Ishida Y., Shirasaka M., Okrugin V. M. Melting and multi-stage metasomatism in the mantle wedge beneath a frontal arc inferred from highly depleted peridotite xenoliths from the Avacha Volcano, Southern Kamchatka // Journal of Petrology. – 2006. – V. 48. – №. 2. – P. 395–433.
- 86 Соколев А. В., Портнягин М. В., Дмитриев Л. В., Цамерян О. П., Данюшевский Л. В., Кононкова Н. Н., Шимизу Н., Робинсон П. Петрология ультрамафических лав и ассоциирующих пород массива Троодос, о-в Кипр // Петрология. – 1993. – Т. 1. – № 4. – С. 379–412.
- 87 Альмухамедов А. И., Гордиенко И. В., Кузьмин М. И., Томуртоого О., Томурхуу Д. Бониниты Джидинской зоны каледонид, северная Монголия // Доклады Академии Наук. – 2001. – Т. 377. – № 4. – С. 526–529.
- 88 Chum C. Cumulate pyroxenite and pyroxenite dykes in the Troodos ophiolite, Cyprus. – The University of Hong Kong (Pokfulam, Hong Kong). – 2014. – 193 p.
- 89 McDonough W. F., Sun S. -s. The composition of the Earth // Chemical Geology. – 1995. – V. 120. – P. 223–253.

- 90 Lorand J.-P., Alard O., Luguet A. Platinum-group element micronuggets and refertilization process in Lherz orogenic peridotite (northeastern Pyrenees, France) // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2010. – V. 289. – №. 1–2. – P. 298–310.
- 91 Büchl A., Brüggemann G., Batanova V. G., Münker C., Hofmann A. W. Melt percolation monitored by Os isotopes and HSE abundances: a case study from the mantle section of the Troodos Ophiolite // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. – V. 204. – №. 3–4. – P. 385–402.
- 92 Xu Y., Liu C.-Z. Subduction-Induced Fractionated Highly Siderophile Element Patterns in Forearc Mantle // *Minerals*. – 2019. – V. 9. – No. 6.
- 93 Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society, London, Special Publications*. – 1989. – V. 42. – №. 1. – P. 313–345.
- 94 Chen L., Tang L., Li X., Zhang J., Wang W., Li Z., Wang H., Wu X., Chu F. Ancient melt depletion and metasomatic history of the subduction zone mantle: Osmium isotope evidence of peridotites from the Yap Trench, Western Pacific // *Minerals*. – 2019. – V. 9. – №. 12.
- 95 Widom E., Kepezhinskas P., Defant M. The nature of metasomatism in the sub-arc mantle wedge: evidence from Re–Os isotopes in Kamchatka peridotite xenoliths // *Chemical Geology*. – 2003. – V. 196. – No. 1–4. – P. 283–306.
- 96 Senda R., Shimizu K., Suzuki K. Ancient depleted mantle as a source of boninites in the Izu-Bonin-Mariana arc: Evidence from Os isotopes in Cr-spinel and magnetite // *Chemical Geology*. – 2016. – V. 439. – P. 110–119.
- 97 van Acken D., Becker H., Walker R. J., McDonough W. F., Wombacher F., Ash R. D., Piccoli, P. M. Formation of pyroxenite layers in the Totalp ultramafic massif (Swiss Alps)–insights from highly siderophile elements and Os isotopes // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 2010. – V. 74. – №. 2. – P. 661–683.
- 98 Snow J. E., Reisberg L. Os isotopic systematics of the MORB mantle: results from altered abyssal peridotites // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1995. – V. 133. – №. 3–4. – P. 411–421.
- 99 Tamura A., Arai S. Harzburgite–dunite–orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle // *Lithos*. – 2006. – V. 90. – №. 1–2. – P. 43–56.
- 100 Belousov I., Batanova V., Sobolev A., Savelieva G., Danyushevsky L., Draayers E. Pyroxenites from mantle section of Voykar Ophiolite – Melt/peridotite reaction and crystallization in SSZ mantle // *Lithos*. – 2021. – V. 388–389.

- 101 Sobolev A.V. Melt inclusions in minerals as a source of principle petrological information // *Petrology*. – 1996. – V. 4. – №. 3. – P. 209–220.
- 102 Le Roux V., Liang Y. Ophiolitic pyroxenites record boninite percolation in subduction zone mantle // *Minerals*. – 2019. – V. 9. – №. 9.
- 103 Симонов В. А., Приходько В. С., Ковязин С. В. Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы // *Петрология*. – 2011. – Т. 19. – № 6. – С. 279–598.
- 104 Danyushevsky L. V., Plechov P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes: PETROLOG3 // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2011. – V. 12. – №. 7.
- 105 Umino S., Kanayama K., Kitamura K., Tamura A., Ishizuka O., Senda R., Arai S. Did boninite originate from the heterogeneous mantle with recycled ancient slab? // *Island Arc*. – 2018. – V. 27. – No. 1.
- 106 Le Bas M. J., Le Maitre Z. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram // *Journal of Petrology*. – 1986. – V. 27. – P. 745–750.
- 107 Pearce J. A., Reagan M. K. Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si-Mg-Ti systematics // *Geosphere*. – 2019. – V. 15. – №. 4. P. 1008–1037.
- 108 Luchitsky, I.V. Volcanism and tectonics of the Devonian depressions of the Minusinsk intermountain trough. – Moscow: Academy of Sciences of the USSR Publishing House, 1960. - 276 p. (in Russian)
- 109 Yarmolyuk V.V., Kuz'min M.I., Vorontsov A.A. Convergent boundaries of the West Pacific type and their role in the formation of the Central Asian fold belt // *Russian Geology and Geophysics*. - 2013. - Vol. 54 (12). – P.1427-1441.
- 110 Briquieu L., Bongault H., Joron J.-L. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: Petrogenetic implications // *Earth and Planetary Science Letters*. - 1984. - Vol. 68. – P.297–308.
- 111 Hawkesworth C.J., Hergt J. M., Ellam R. M., McDermott F. Element fluxes associated with subduction related magmatism // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A* 335. - 1991. - P.393–405.
- 112 Hawkesworth C.J., Gallagher K., Hergt J.M., McDermott F. Mantle and slab contributions in arc magmas // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. - 1993. - Vol. 21. – P.175–204.
- 113 Ryerson F.J., Watson E. B. Rutile saturation in magmas: implications for Ti – Nb – Ta depletion in island-arc basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. - 1987. - Vol. 86. – P.225–239.

- 114 Pearce J.A., Peate D.W. Tectonic implications of the composition of volcanic ARC magmas // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. - 1995. - Vol. 23. – P.251–285.
- 115 Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya., Zolotukhin V.V. Chemical Evolution of the Permo-Triassic basalts of the Siberian Platform in Space and Time // *Petrology*. - 2004. - Vol. 12 (4). - P.297–311.
- 116 Vrublevsky V.V., Grinev O.M., Izokh A.E., Travin A.V. Geochemistry, isotopic triad (Nd-Sr-O) and ^{40}Ar - ^{39}Ar age of Paleozoic alkaline mafic intrusions of the Kuznetsk Alatau (by the example of the Belaya Gora pluton) // *Russian Geology and Geophysics*. - 2016. - Vol. 57(3). – P.464-472.
- 117 Rudnev S.N., Kovach V.P., Ponomarchuk V.A. Vendian-early Cambrian island-arc plagiogranitoid magmatism in the Altai-Sayan folded area and in the Lake Zone of western Mongolia (geochronological, geochemical, and isotope data) // *Russian Geology and Geophysics*. - 2013b. - Vol. 54 (10). – P.1272–1287.
- 118 Scambelluri M., Philippot P. Deep fluids in subduction zones // *Lithos*. - 2001. - Vol. 55. – P.213–227.
- 119 Humphreys E. R., Niu Y. On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism // *Lithos*. – 2009. - Vol. 112. – P.118–136.
- 120 Till C.B., Grove T.L. Withers A.C. The beginnings of hydrous mantle wedge melting // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 2011. - Vol. 163. – P.669–688.
- 121 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. В 8 томах. Пред. ред. кол.: Лаверов Н.П. М.: ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, 2008. – Т. 2. – 280 с.
- 122 Костяков Н. П., Краснов В. П., Уфимцев Г. Ф., Янковский В. М. Кайнозойские базальты юга центрального Забайкалья // *Известия Забайкальского географического общества СССР*. – 1969. – Т. V. – Вып. 1. – С. 11-17.
- 123 Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Павлова Л.А., Травин А.В., Пузанков М.Ю. Происхождение и эволюция щелочно-базальтовых магм плато Хэвэн на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны // *Геология и геофизика*. – 2014. – Т. 55. – № 2. – С. 244-275.
- 124 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.

125 Putirka K. Thermometers and barometers for volcanic systems // Rev. Miner. Geochem. Eds. K. Putirka, F. Tepley. Miner. Soc. Amer. – 2008. – V. 69. – P. 61-120.

126 Yavuz F. A Windows program for pyroxene calculation and classification thermobarometry // American Mineralogist. – 2013. – V. 98. – P. 1338-1359.

127 Weaver B.L. The origin of ocean basalt end-member composition: trace element and isotopic constraints // Earth Planet. Sci. Lett. – 1991. – V. 88. – P. 381-397.

128 Рассказов С.В., Саранина Е.В., Демонтерова Е.И., Масловская М.Н., Иванов А.В. Мантийные компоненты позднекайнозойских вулканических пород Восточного Саяна (по изотопам Pb, Sr и Nd) // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 12. с. 1065-1079.

129 Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D., Windley B.F., Pringle M.S., Dorjnamjaa D., Saandar S. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources // Journal of Petrology. – 2003. – V. 44. – № 1. – P. 55-91.

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

131 Armienti P., Gasperini D. Do we really need mantle components to define mantle composition? // Journal of Petrology. – 2007. – V. 48. – № 4. – P. 693-709.

132 Jackson M.G., Dasgupta R. Composition of HIMU, EM1 And EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts // Earth and Planetary Science Letters. – 2008. – V. 276. – P. 175-186.

133 Zindler A., Hart S. Chemical Geodynamic // Am. Rev. Earth. Sci. – 1986. – V. 14. – P. 493-571.

134 Paulick H., Munker C., Schuth S. The influence of small-scale mantle heterogeneities on Mid-Ocean Ridge volcanism: Evidence from the southern Mid-Atlantic Ridge (7°30'S to 11°30'S) and Ascension Island // Earth and Planetary Science Letters. – 2010. – V. 296. – P. 299-310.

135 Сколотнев С.Г. Новые данные об изотопии базальтов Срединно-Атлантического хребта из района разломов Архангельского и Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Доклады Академии Наук. – 2014. – Т. 459. – № 2. – С. 215-220.

136 Hamelin C., Dosso L., Hannan B.B., Moreira M., Kositsky A.P., Thomas M.Y. Geochemical portray of the Pacific Ridge: New isotopic data and Statistical techniques // Earth Planetary Science Letters. – 2011. – V. 301. – P. 154-162.

- 137 Mahoney J.J., Graham D.W., Christie D.M., Johnson K.T.M., Hall L.S., Vonderhaar D.L. Between a hotspot and cold Spot: isotopic variation in the Southeast Indian ridge asthenosphere. 86oE-118oE // *Journal of Petrology*. – 2002. – V. 43. – № 7. – P.1155-1176.
- 138 Stracke A. Earth's heterogenous mantle: a product of convection – driven interaction between crust and mantle // *Chemical Geology*. – 2012. – V. 330-331. – P. 274-299.
- 139 Chaffey D.J., Cliff R.A., Wilson B.M. Characterisation of the St Helena magma source. In: *Magmatism in the Ocean Basins*. Ed. by Saunders A.D., Norry M.J. // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* – 1989. – V. 42. – P. 257-300.
- 140 Palacz Z. A., Saunders A. D. Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands. southwest Pacific // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1986. – V. 79. – P. 270-280.
- 141 Workman R.K., Hart S.R., Jackson M., Regelous M., Farley K.A., Blusztajn J., Kurz M., Staudigel H. Resycled metasomataized Lithosphere as the Enriched Mantle II (EM-2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. – 2004. – V. 5. – № 4. 44 p. Q04008. doi:10.1029/2003GC000623
- 142 Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics – the model // *Tectonophysics*. – 1981. – V. 75. – P.135-162.
- 143 Albarede F. How deep do common basaltic magmas form and differentiate? // *Journal of Geophysical Research*. – 1992. – V. 97. – № B7. – P. 10997-11009.
- 144 Петрогенезис позднекайнозойских базальтовых комплексов Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областей. Центральная Азия: данные по расплавленным включениям // *Петрология*. – 2013. – Т. 21. – № 5. – С. 535 – 553.
- 145 Litasov K., Taniguchi H. Mantle evolution beneath the Baikal rift // *CHEAS Monograph Series 5*. – 2002. 221 p.
- 146 Allegre C. J., Turcotte D. L. Implication of a two-component marble-cake mantle // *Nature*. – 1986. – V. 323. – P. 123-127.
- 147 Hauri E. Major-element variability in Hawaiiin mantle plum // *Nature*. – 1996. – V. 382. – P. 415-419.
- 148 Herzberg C. Petrology and thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano // *Nature*. – 2006. – V. 444. – P. 605.
- 149 Herzberg C. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: Implications for origins // *Journal of Petrology*. – 2010. – V. 52. – № 1). – P. 113-146.
- 150 Herzberg C., Asimow P. D. PRIMELT3 MEGA. XLSM software for primary magma calculation: Peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. – 2015. – V. 16. – № 2). – P. 563-578.

- 151 Sobolev A. V., Hofmann A. V., Sobolev S. V., Nikogosian I. K. An olivine- free mantle source of Hawaiian shield basalts // *Nature*. – 2005. – V. 434. – P. 590-597.
- 152 Sobolev A. V., Hoffman A. W., Kuzmin D. V., Yaxley C. M., Arndt N. T., Sun-Lin Chung, Danyushevsky L. V., Elliot T., Frey F. A. Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts // *Science*. – 2007. – V. 316. – P. 412-417.
- 153 Sobolev S. V., Sobolev A. V., Kuzmin D. V., Krivolutskaya N. A., Petrunin A. G., Arndt N. T., Radko V. A., Vasilev Yu. R. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // *Nature*. – 2011. – V. 477. – P. 312-316.
- 154 Condi K. L. *Petrogenesis and the record in Earth history*. London. Cambridge Un. Press. – 2001. 305 p.
- 155 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. – № 1. – С. 130 – 147.
- 156 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 // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2012. – V. 163. – P. 877–895.
- 157 Koppers A.A.P., Staudigel H., Pringle M.S., Wijbrans J.R. Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism ? // *Geoch. Geoph. Geosys.* – 2003. – V.4. – № 10. – P. 1–49.
- 158 Перетяжко И.С., Савина Е.А., Пуляева И.А., Юдин Д.С. Внутриплитный вулканизм гайота Альба: Геодинамические модели формирования Магеллановых гор в Тихом океане на протяжении 100 миллионов лет // *Геология и геофизика*. – 2022. DOI: 10.15372/GiG2021179

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Перечень основных публикаций по тематике проекта в 2021 году в соответствии с государственным заданием

Монографии

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

Патенты, базы данных, программы для ЭВМ

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

Статьи в рецензируемых изданиях

3. Медведев А.Я., Демонтерова Е. И., Каримов А. А., Беляев В. А. Петрология базанитовых лав Дауро-Хэнтейского хребта (РТ-параметры образования, порядок кристаллизации, источники вещества) // Геология и геофизика. – 2021. - Т. 62. - № 3. - С. 364-381. DOI: 10.15372/GiG2020158

4. Медведев А.Я., Каримов А. А., Беляев В. А. Элементы платиновой группы в базанитах Южного Забайкалья (первые данные) // Геология и геофизика, 2021, т. 62, № 9, с. 1264-1374. DOI: 10.15372/GiG2020202.

5. Костровицкий С.И., Яковлев Д.А., Суворова Л.Ф., Демонтерова Е.И. Карбонатитоподобная порода дайки из кимберлитовой трубки Айхал, сравнение с карбонатитами участка Номохтоох (Прианабарье) // Геология и геофизика. - 2021. - № 6. - С. 747-764. DOI: 10.15372/GiG2020121

6. Belyaev V.A., Gornova M.A., Gordienko I.V., Karimov A.A., Medvedev A.Y., Ivanov A.V., Dril S.I., Grigoriev D.A., Belozeroва O.Y. Late Cambrian calc-alkaline magmatism during transition from subduction to accretion: Insights from geochemistry of lamprophyre, dolerite and gabbro dikes in the Dzhida terrain, Central Asian orogenic belt // Lithos. - 2021. – V. 386. - No 106044. (04.2021), DOI: 10.1016/j.lithos.2021.106044

7. Vorontsov A.A., Izoh A.E., Yarmolyuk V.V., Komaritsyna T.Y., Nikiforov A.V., Perfilova O.Y., Dril S.I., Rizvanova N.G., Dushkin E.P. Article evolution of syenite magmas: Insights from the geology, geochemistry and O-Nd isotopic characteristics of the ordovician Saibar intrusion, Altai-Sayan area, Russia // Minerals. - 2021. – V. 11. - № 5. – No 473. DOI: 10.3390/min11050473 (05.2021).

8. Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // *Gondwana Research*. - 2021. – V. 89. – P. 193-219. DOI: 10.1016/j.gr.2020.09.007.

9. Yakovlev D.A., Kostrovitsky S.I., Fosu B.R., Ashchepkov I.V. Diamondiferous kimberlites from recently explored Upper Muna Field (Siberian Craton): petrology, mineralogy and geochemistry insights // *Geological Society, London, Special Publications*. – 2021. – V. 513. DOI: 10.1144/SP513-2021-9

10. Sun J., Mitchell R.N., Kostrovitsky S.I., Apen F.E. Siberia's largest pulse of kimberlites: U-Pb geochronology of perovskite and rutile from the Obnazhennaya kimberlite and its xenoliths, Siberia craton // *International Geology Review*. - 2021. - P. 1-12. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1958384>

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Список конференций, в которых участвовали исполнители в 2021 г.

Беляев В.А., Горнова М.А., Ванг К.-Л., Каримов А.А., Корнева А.П., Медведев А.Я., Дриль С.И. Габбро и пироксениты мезопротерозойских офиолитов Юго-Восточного Саяна: геохимия, U-Pb возраст циркона, геодинамические следствия // XIX Всероссийское научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту». 19-22 октября 2021 г., Иркутск, ИЗК СО РАН. (Устный доклад: Беляев В.А.)

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Дриль С.И., Эрнст Р.Э., Перфилова О.Ю., Гринёв О.М., Комарицына Т.Ю. Девонский магматизм Алтае-Саянской рифтовой системы // XIII Всероссийское петрографическое совещание (с участием зарубежных ученых) «Петрология и геодинамика геологических процессов». 06–13 сентября 2021 г. Материалы конференции. – Иркутск: Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 2021. - С. 124 - 126. (Устный доклад: Воронцов А.А.)

Воронцов А.А., Изох А.Э., Ярмолюк В.В., Комарицына Т.Ю., Никифоров А.В., Перфилова О.Ю., Дриль С.И., Ризванова Н.Г., Душкин Е.П. Механизмы образования фойяит-сиенит-гранитной ассоциации Сайбарского массива Сыдинского поднятия Минусинского прогиба // XIX Всероссийское научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту». 19-22 октября 2021 г., Иркутск, ИЗК СО РАН. Материалы совещания. Вып. 19. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. – С. 38-39. (Устный доклад: Воронцов А.А.)

Горнова М.А., Каримов А.А., Скузоватов С.Ю., Беляев В.А. Минералогия и геохимия перидотитов аккреционного комплекса АлагХадни (Юго-Западная Монголия): от декомпрессионного плавления до рефертилизации и метаморфизма в мантийном клине // XIII Всероссийское петрографическое совещание (с участием зарубежных ученых) «Петрология и геодинамика геологических процессов». 06–13 сентября 2021 г. – Иркутск. (Устный доклад: Горнова М.А.)

Kalashnikova T.V., Solov'eva L.V., Kostrovitsky S.I., Sinitsyn K.A., Yudintseva E.E. The geochemical features and oxygen isotope composition of eclogite and clinopyroxenite xenoliths from kimberlite pipes of Siberian craton // Goldschmidt 2021, 4 - 9 July 2021, Goldschmidt-5911. (Устный доклад: Калашникова Т.В.)

Kalashnikova, T., Solov'eva, L., Kostrovitsky, S., Sinitsyn, K., and Yudintseva, E.: Eclogite and garnet pyroxenite xenoliths from kimberlite pipes of north Siberian craton - evidences

of subduction processes and cumulate origin // EGU General Assembly 2021, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-6911. (Устный доклад: Калашникова Т.В.)

Kostrovitsky S.I., Yakovlev D.A. A genetic relationship between magnesian ilmenite and kimberlites of the Yakutian diamond fields // 3rd International Webinar on Geology and Earth Science (14-17 September, on-line conference London). (Устный доклад: Костровицкий С.И.)

Калашникова Т.В. Оценки P-T параметров равновесной кристаллизации ксенолитов эклогитов и пироксенитов из кимберлитовых трубок Сибирской платформы // Всероссийская конференция молодых ученых «Современные проблемы геохимии - 2021» Иркутск, 14 - 17 сентября 2021 г. Материалы конференции. – Иркутск: Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 2021. - С. 18 - 20. (Устный доклад: Калашникова Т.В.)

Калашникова Т.В., Соловьева Л.В., Костровицкий С.И. Геохимические характеристики эклогитов и клинопироксенитов из кимберлитовых трубок Сибирского кратона // XIII Всероссийское петрографическое совещание (с участием зарубежных ученых) «Петрология и геодинамика геологических процессов». 06–13 сентября 2021 г. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2021. – Т.2 - С. 10-11. (Устный доклад: Калашникова Т.В.)

Калашникова Т.В., Соловьева Л.В., Костровицкий С.И. Химический состав минералов и изотопный состав кислорода эклогитов и клинопироксенитов из различных кимберлитовых трубок // V Всероссийская научная конференция с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». Владивосток, 20–23 сентября 2021 г. Материалы конференции. Дальневосточный институт геологии ДВО РАН. – Владивосток: Изд-во Дальневост. федерал. ун-та, 2021. - С. 106-108. (Устный доклад: Калашникова Т.В.)

Костровицкий С.И., Яковлев Д.А. Неоднородность литосферной мантии под Сибирским кратоном (по составу гранатов из кимберлитов) // Научные чтения «Геология и генезис алмазных месторождений», посвященных 110-летию со дня рождения чл.-корр. АН СССР М.М. Одинцова. 9-11 ноября 2021 г. Иркутск, ИЗК СО РАН. (Устный доклад: Костровицкий С.И.)

Костровицкий С.И., Яковлев Д.А. Пикроильменит как индикатор условий формирования кимберлитовых пород // XIII съезд РМО и Федоровская сессия. 5-8 октября 2021 г., Санкт-Петербург, Горный университет. (Устный доклад: Костровицкий С.И.)

Костровицкий С.И., Яковлев Д.А. Пространственно-временная связь кимберлитов, базитов и карбонатитов в пределах Якутской кимберлитовой провинции - генетические выводы // XIII Всероссийское петрографическое совещание (с участием зарубежных ученых) «Петрология и геодинамика геологических процессов». 06–13 сентября 2021 г. –

Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2021. – Т.2 - С. 44-47.
(Устный доклад: Костровицкий С.И.)

Костровицкий С.И., Яковлев Д.А., Ащепков И.С. Неоднородность состава литосферной мантии под Сибирским кратоном // XIX Всероссийское научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту». 19-22 октября 2021 г., Иркутск, ИЗК СО РАН. Материалы совещания. Вып. 19. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. – С. 114 - 116. (Устный доклад: Костровицкий С.И.)

Медведев А.Я., Дриль С.И., Горнова М.А., Каримов А.А., Беляев В.А. Изотопные характеристики кайнозойских базанитов Южного Забайкалья // XIII Всероссийское петрографическое совещание (с участием зарубежных ученых) «Петрология и геодинамика геологических процессов». 06–13 сентября 2021 г. – Иркутск. Материалы совещания. Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. – 2021. – Т. 2. – С. 152–153. (Устный доклад: Медведев А.Я.)

Медведев А.Я., Дриль С.И., Каримов А.А., Беляев В.А. Вулканиды р. Жарничиха (Южное Забайкалье): минералогия, геохимия, изотопия // XIX Всероссийское научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту». 19-22 октября 2021 г., Иркутск, ИЗК СО РАН. Материалы совещания. Вып. 19. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. – С. 163-162. (Устный доклад: Беляев В.А.)

Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Мантийные перидотиты офиолитового комплекса Ольхонского композитного террейна // XIII Всероссийское петрографическое совещание (с участием зарубежных ученых) «Петрология и геодинамика геологических процессов». 06–13 сентября 2021 г. – Иркутск. Материалы совещания. Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. (Устный доклад: Мехоношин А.С.)

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Юдин Д.С., Пуляева И.А. Метасоматоз перидотитов океанической литосферы под гайотом Говорова (Магеллановы горы, Тихий океан) // Петрология и геодинамика геологических процессов // XIII Всероссийское петрографическое совещание (с участием зарубежных ученых) «Петрология и геодинамика геологических процессов». 06–13 сентября 2021 г. – Иркутск. Материалы совещания. Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. – 2021. – Т. 2. – С. 206–209. (Устный доклад: Перетяжко И.С.)

Яковлев Д.А., Костровицкий С.И. Вопросы классификации кимберлитов при изучении внутреннего строения и вещественного состава коренных месторождений Якутии // XIII Всероссийское петрографическое совещание (с участием зарубежных ученых)

«Петрология и геодинамика геологических процессов». 06–13 сентября 2021 г. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2021. – Т.3 - С. 294 - 298. (Устный доклад: Яковлев Д.А)

Яковлев Д.А., Костровицкий С.И. Генетические аспекты классификации кимберлитов из месторождений Якутии // Научные чтения «Геология и генезис алмазных месторождений», посвященных 110-летию со дня рождения чл.-корр. АН СССР М.М. Одинцова. 9-11 ноября 2021 г. Иркутск, ИЗК СО РАН. (Устный доклад: Яковлев Д.А)

Список диссертаций и дипломных работ за 2021 г.

1. Каримов А.А. Геохимия, минералогия и генезис пироксенитовых жил в надсубдукционных перидотитах Эгийнгольского массива (Северная Монголия)