

Федеральное агентство научных организаций

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. А.П. ВИНОГРАДОВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

УДК 550.4

№ госрегистрации АААА-А17-117041910032-1

Инв. №

УТВЕРЖДАЮ

Директор ИГХ СО РАН

_____ д.г.-м.н. А.Б. Перепелов

« ____ » _____ 2018

ОТЧЕТ
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ
по теме:
ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ
МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЕГО
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ПО ПЕТРОЛОГИИ,
ГЕОХИМИИ И ИЗОТОПИИ
(промежуточный)

Номер проекта в ФАНО 0350-2016-0030

Приоритетное направление: IX.129. Закономерности формирования минерального, химического и изотопного состава Земли. Космохимия планет и других тел Солнечной системы. Возникновение и эволюция биосферы Земли, биогеохимические циклы и геохимическая роль организмов.

Программа IX.129.1. Процессы мантийно-корового взаимодействия и изотопно-геохимические индикаторы рециклирования элементов.

Протокол Ученого совета
№ 1 от «16» января 2018 г.

Руководитель проекта

_____ д.г.-м.н. А.Я. Медведев
подпись, дата

Иркутск 2017

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Научный руководитель темы,
д-р геолого-минералогических
наук

подпись, дата

А.Я. Медведев

Ответственные исполнители
темы:

Главный научный сотрудник,
д-р геолого-минералогических
наук

подпись, дата

А.Я.Медведев
(раздел 1)

Ведущий научный сотрудник,
д-р геолого-минералогических
наук

подпись, дата

А.А.Воронцов
(раздел 2)

Старший научный сотрудник,
кандидат геолого-
минералогических наук

подпись, дата

А.С.Мехоношин
(раздел 3)

Ведущий научный сотрудник,
д-р геолого-минералогических
наук

подпись, дата

М.А. Горнова
(раздел 4)

Ведущий научный сотрудник,
д-р геолого-минералогических
наук

подпись, дата

С.И.Костровицкий
(раздел 5)

Реферат

Отчет включает 35 стр., 9 илл., 40 ссылок.

Ключевые слова: геохимия изотопов, геохимия отдельных элементов, абсолютный возраст.

Основная цель исследования: выявление изотопно-геохимических характеристик источников первичных расплавов ультраосновных и основных магматических комплексов Сибирского кратона и его складчатого обрамления и создание петролого-геохимических моделей образования связанных с ними рудно-магматических систем. Одной из главных задач являлось выявление устойчивых геохимических характеристик ультраосновных и основных магматических пород, образованных в разных геодинамических обстановках и критериев их потенциальной рудоносности.

В результате проведенных исследований получены минералого-геохимические данные по молодым вулканитам Хэнтэйского хребта и определена геодинамическая обстановка формирования вулканитов. Выявлены основные тенденции в эволюции вулканизма Удино-Еравнинской рифтовой зоны Западного Забайкалья во времени. Дана характеристика химического и микроэлементного состава пород литосферной мантии под трубкой Обнаженная и оценка изотопного состава кислорода в барофильных минералах. Разработана петрологическая и геологическая модель формирования офиолитовой ассоциации обрамления Гарганской глыбы (Восточный Саян). Установлены закономерности смены парагенезисов минералов платиновой группы в дунитах и хромититах массива Кондёр (юго-восточная часть Сибирского кратона) на магматическом и постмагматическом этапе образования интрузии.

Сокращения, обозначения

- ДМ – деплетированная мантия
КПШ – калиевый полевой шпат
РЗЭ – редкоземельные элементы
ЭПГ – элементы платиновой группы
ЮБВО – Южно-Байкальская вулканическая область
Ab – альбит
An – анортит
Grt – гранат
HFSE – высокозарядные элементы
HREE – тяжелые редкоземельные элементы
IAT – островодужные толеиты
Ilm – ильменит
LILE – крупноионные литофильные элементы
LREE – легкие редкоземельные элементы
MREE – средние редкоземельные элементы
OIB – базальты океанических островов
Ol – оливин
Or – ортоклаз
OSMA - мантийная последовательность
Phl – флогопит
REE – редкоземельные элементы
Sp – шпинель

Содержание

Введение	6
Раздел 1 Изучение кайнозойских вулканитов южного обрамления Сибирского кратона (Хэнтэйский хребет, Забайкалье)	7
Раздел 2 Определение вещественной эволюции вулканизма в Удино-Еравнинской рифтовой зоне Западного Забайкалья (на основе изотопных Sr-Nd и геохимических данных)	10
Раздел 3 Изучение геохимии и минералогии элементов платиновой группы в дунитах и хромититах массива Кондёр (юго-восточная часть Сибирского кратона)	13
Раздел 4 Обобщение полученных данных по офиолитовой ассоциации обрамления Гарганской глыбы (Восточный Саян)	16
Раздел 5 Изучение состава литосферной мантии под трубкой Обнаженная	22
Основные результаты проведённого исследования	26
Заключение	27
Список публикаций по теме	28
Список использованных источников	30

Введение

Этап исследований 2017 года предполагал продолжение изотопно-геохимического и петрологического изучения структурно-вещественных комплексов в отдельных блоках коры Сибирского кратона и его складчатого обрамления с целью геохимического обоснования их формирования в связи со сменой геодинамических обстановок. Сюда входят доколлизийный (дометаморфический) этап развития (становление кратона и формирование коры Палеоазиатского океана), этап коллизии – аккреции складчатых блоков к кратону (синметаморфический) и этапы более позднего рифтогенеза и внутриплитного магматизма.

При выполнении научных исследований основное внимание уделялось выявлению закономерностей формирования и смены минеральных парагенезисов, определению условий их образования; выяснению характера эволюции базит-ультрабазитовых расплавов при становлении магматических тел; установлению возрастных этапов и масштабов проявления магматических комплексов в целом.

Раздел 1 Изучение кайнозойских вулканитов южного обрамления Сибирского кратона (Хэнтэйский хребет, Забайкалье).

В южном обрамлении Сибирского кратона широкое распространение имеют раннекайнозойские вулканиты. Вулканические поля расположены на большой площади от Удокана и Витима на севере через Южно-Байкальскую вулканическую область (ЮБВО) до вулканических районов Монголии (Хангай, Дариганга) [1-5]. Небольшие проявления подобных вулканитов отмечены в центральной части Дауро-Хэнтэйского свода. Фрагменты лавовых построек с возрастом 5,5–8 млн лет [6, 7] обнаружены по долине р. Буркал и в Бороздинском гольце на водоразделе р. Бороздина и Харчевка.

Исследованы вулканиты лавового плато р. Харчевка (правый приток р. Буркал). Вулканиты залегают на поверхности 100 метровой террасы, образуя протяженный поток, разобщенный на ряд полей [8]. Мощность данной части разреза около 20 м. Вулканиты представлены порфиоровыми и афировыми разностями. Порфировая структура большей частью вызвана наличием ксенокристов оливина и в меньшей – фенокристов пироксена и оливина. 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 микрокристами апатита $\approx 0,02$ мм. В интерстициях тонко раскристаллизованный агрегат с реликтами стекла.

Получены первые данные по химическому составу минералов. Оливины представлены двумя разновидностями: крупные вкрапленники (ксенокристы и фенокристы) и мелкие зерна оливина в основной массе. По результатам исследований выделено три разновидности оливинов: O11 – ксеногенный из разрушенных перидотитовых включений, O12 – кристаллизующийся из базальтового расплава (первая генерация) и O13 – мелкие зерна основной массы (вторая генерация).

Пироксены относятся к авгиту с переходом в краевых частях в эгирин-авгит. В крупных вкрапленниках наблюдается зональность. Она выражается в уменьшении содержания MgO к краевой части и увеличении содержания оксидов натрия и титана от центра к краю. Мелкие зерна основной массы характеризуются повышенным содержанием натрия и их состав близок к составу краевых частей

вкрапленников. Так же, как для оливинов, нами выявлены две генерации. Первая представлена крупными зональными кристаллами. Пироксены второй генерации, представленные мелкими зернами в основной массе, кристаллизовались из остаточного расплава.

В вулканитах полевые шпаты встречены только в виде тонких лейст, рассеянных в основной массе, и микролитов в тонко раскристаллизованном матриксе. Калий-натровый и натрий-калиевый полевой шпат и фельдшатоиды отмечены только в интерстициях. Лейсты плагиоклаза представлены олигоклазом $An_{16-20}Ab_{70-80}Or_{6-10}$. Микролиты основной массы сложены двумя разновидностями. Одна из них представлена ортоклазом, а вторая – анортоклазом. Лейцит и нефелин наблюдаются в виде микролитов интерстиций.

Из оксидов обнаружены титаномагнетиты, единичные зерна ильменита и хромшпинели. Хромшпинель представлена двумя разновидностями. Одна из них представлена зональным зерном с высоким содержанием хрома (Cr_2O_3 около 30 мас.%), алюминия (Al_2O_3 более 30 мас.%), магния (около 12 мас.% MgO) в центре. От центра к краю зерна резко понижается содержание хрома, алюминия, магния и возрастает количество железа и, особенно, титана. Вторую разновидность можно отнести к ряду хромит-ульвошпинель. Ильменит содержит небольшое количество примесей и по своему составу относится к типичным минералам основных пород. Титаномагнетиты встречаются в виде мелких гомогенных зерен с невысоким содержанием примесей. Из акцессорных минералов отмечен фторапатит, представленный игольчатыми кристаллами. Остаточное стекло представлено обводненным нефелиновым твердым раствором.

На основе изученных особенностей составов минералов был определен порядок кристаллизации вулканитов. При подъеме базальтового расплава к поверхности происходил захват мантийных ксенолитов, разрушение которых привело к появлению в базальтоидах ксенокристов оливина (O11) и хромшпинелида. Взаимодействие ксеногенных оливинов и хромшпинелида с расплавом привело к диффузионному обмену и, может быть, к частичному растворению, а это привело к образованию зональности в минералах. Далее происходила кристаллизационная дифференциация. Вероятнее всего первыми кристаллизовались базальтовые

оливины (O12) вместе с пироксенами первой генерации. Они взаимодействовали с базальтовым расплавом и происходило обогащение компонентами расплава, которое приводило к образованию менее магнезиальных и более железистых краев в зернах оливина и к обогащению краевых частей пироксенов алюминием, железом, титаном и натрием. Далее в условиях массовой кристаллизации образовывались оливины (O13) и пироксены второй генерации, окиснородные минералы (титаномагнетит, ильменит, хромит-ульвошпинель). В самую последнюю очередь из силикатного расплава, обогащенного щелочами, кристаллизовались щелочные алюмосиликаты: плагиоклаз, КПШ, нефелин и лейцит. Наличие остаточного стекла предполагает последнюю стадию кристаллизации в приповерхностных условиях.

Породы низкокремниевые, максимальное содержание SiO_2 достигает 42.93 мас.%, высокомагнезиальные – 10.57-16.04 мас.% MgO и относятся к щелочным пикробазальтам. Изученные базальтоиды имеют повышенные концентрации HFSE (Nb, Ta), РЗЭ. Отмечена высокая степень фракционирования (La/Yb – 29,5-37,9; Dy/Yb – 3,5-4,4). По характеру распределения РЗЭ (рис. 1) вулканиты почти полностью соответствуют OIB [9] и вулканитам ЮБВО [10, 11] (рис.1).

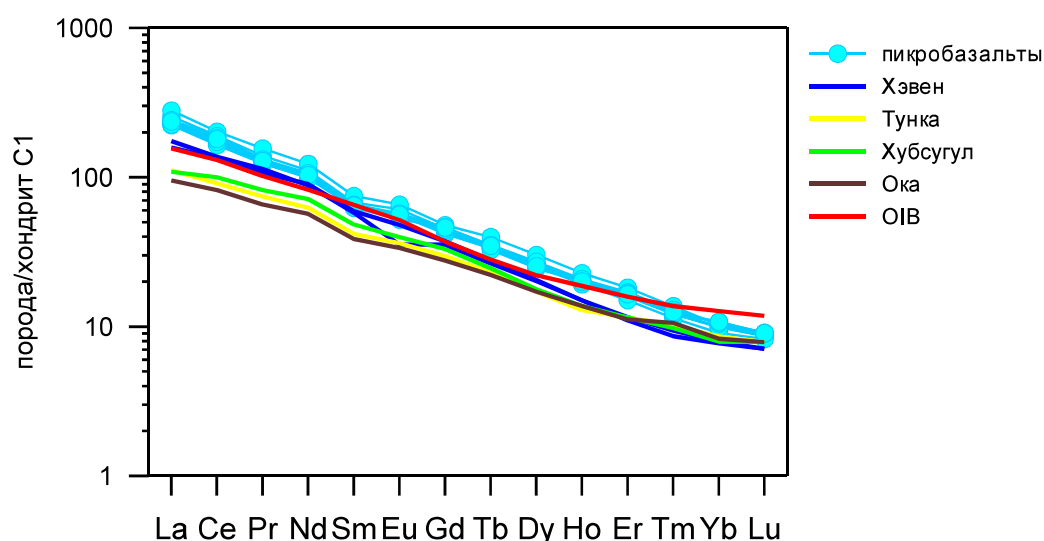


Рисунок 1 График распределения РЗЭ. OIB – [9]; пикробазальты – наши данные; Ока, Тунка, Хубсугул – [10]; Хэвен – [11].

Раздел 2 Определение вещественной эволюции вулканизма в Удино-Еравнинской рифтовой зоне Западного Забайкалья (на основе изотопных Sr-Nd и геохимических данных).

В Удино-Еравнинской рифтовой зоне выделено три стадии формирования вулканитов: средне-позднеюрская, раннемеловая и позднемеловая.

На средне-позднеюрской стадии возник комплекс пород, варьирующих по составу от трахибазальтов до трахириодацитов, возраст которых оценивается в диапазоне 174-154 млн лет. Магматические ассоциации комплекса отличаются дифференцированным спектром составов, время их образования существенно оторвано от более молодых магматических комплексов Западно-Забайкальской рифтовой зоны, что указывает на автономность его формирования и независимость от позднемезозойских рифтогенных процессов.

Начало рифтогенной активности относится к раннемеловой стадии (143 – 111 млн лет). В этот период в пределах Удинского сектора возникла система параллельных грабенов, формирование которых сопровождалось сравнительно однотипной магматической деятельностью, в результате которой были сформированы лавовые плато, сложенные преимущественно породами трахибазальт-трахиандезитовой ассоциации. Их можно объединить в два комплекса: зазинский (143–135 млн лет) и удинский (131–111 млн лет).

В позднем мелу магматическая активность резко снизилась (83–71 млн лет). В это время вдоль рифтовой зоны возникли отдельные обособленные лавовые поля, представляющие реликты отдельных щитовых вулканов. В интервале 83–78 млн лет источником вулканизма таких вулканов служили трахибазальтовые магмы. В конце раннего мела около 71 млн лет назад произошли излияния меланефелинитов.

Раннемеловые породы формировались из мантийных источников, включавших субдукционно обогащенную мантию. При перемещении к поверхности исходные магмы Зазинского комплекса были контаминированы веществом нижней коры. Магмы Удинского комплекса несут черты взаимодействия с верхнекоровыми гранитоидами Ангаро-Витимского батолита.

Породы основного состава всех стадий обогащены несовместимыми элементами, в том числе LILE, в сравнении с OIB. Для средней-поздней юры и

раннего мела характерна отрицательная Nb-Ta аномалия и высокие отношения LREE/HREE. В вулканитах позднего мела исчезает отрицательная аномалия Nb и Ta, породы обладают менее фракционированным распределением REE.

Основываясь на геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) характеристиках вулканитов, структурных и геологических особенностях их проявления было установлено, что на формирование средне-позднеюрских и раннемеловых пород большое влияние оказал процесс контаминации коровым веществом. Наименее контаминированные “транзитные” магмы раннемеловой рифтовой фазы отвечают трахибазальтовым составам, характеризуются высокими содержаниями некогерентных элементов, высокой степенью дифференциации REE, умеренными значениями величин ϵNd , ϵSr и низкими $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 2). Наиболее контаминированные магмы рифтовой фазы соответствуют андезибазальтам с умеренными содержаниями некогерентных элементов, слабой дифференциацией REE, умеренными ϵNd , но высокими ϵSr и $\delta^{18}\text{O}$. Контаминантами для них могут быть как породы коры, так и

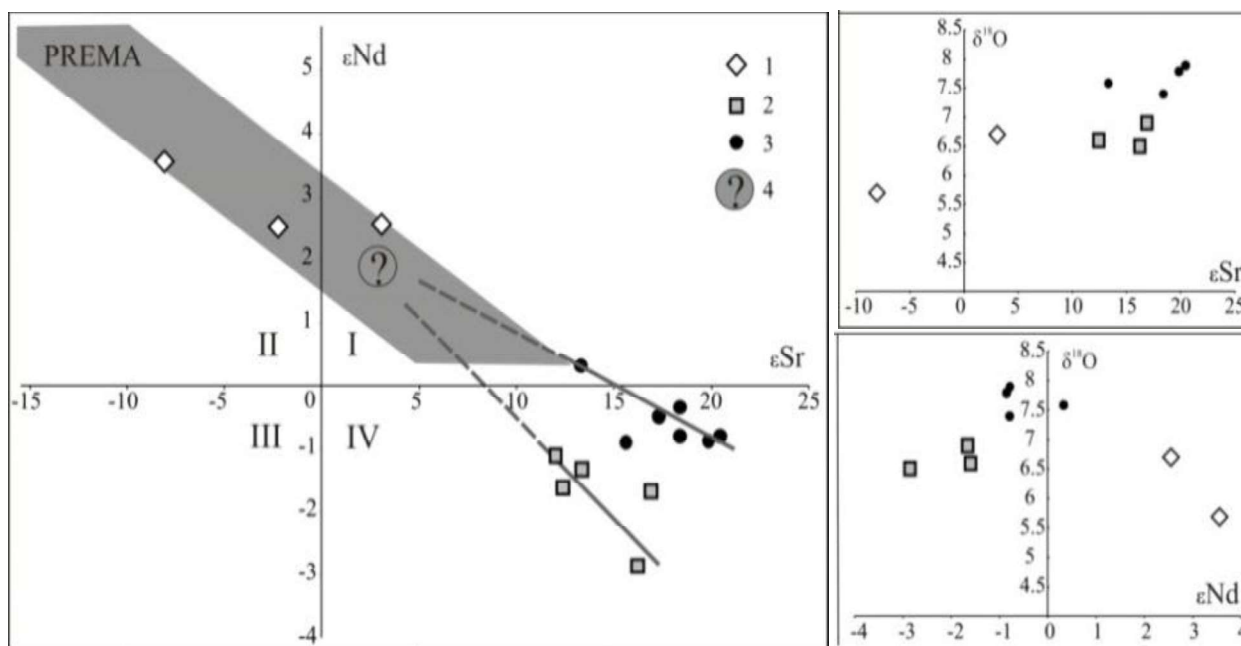


Рисунок 2 Изотопный (Sr Nd, O) состав базальтов Удинского сектора на диаграммах парных корреляций.

1- 3 – вулканические породы: 1 – позднего мела, 2 – удинского комплекса, 3 – зазинского комплекса; 4 – предполагаемый неконтаминированный источник раннемеловых базальтов. Номера квадрантов: I, II, III, IV по [12].

вулканиты предшествующего средне-позднеюрского этапа, не связанного с процессами рифтогенеза. Позднемеловые расплавы формировались из источников

умеренно-деплементированной мантии с характеристиками ОІВ.

Магматическая активность в пределах Удинского сектора Западного Забайкалья протекала в форме периодической активности на протяжении более 70 млн. лет. Это позволяет сделать вывод о повторяющемся появлении в основании литосферы сегмента горячей мантии, которая ранее была связана с мантийным плюмом, действовавшим в импульсном режиме.

Особенности состава магматических пород отражают характер взаимодействия мантийных расплавов с вмещающей средой по мере их продвижения к поверхности. В наименьшей степени эти взаимодействия отразились на составе позднемеловых вулканитов, геохимические и изотопные характеристики которых свидетельствуют об их образовании из умеренно обогащенной мантии, близкой к составу источников ОІВ.

Раздел 3 Изучение геохимии и минералогии элементов платиновой группы в дунитах и хромититах массива Кондёр (юго-восточная часть Сибирского кратона).

Массив Кондёр расположен в юго-восточной части Алданского щита Сибирского кратона. Строение массива концентрически-зональное: центральная часть сложена дунитами, на которые приходится 90 % от всего объема пород, клинопироксениты и меланократовое габбро развиты по периферии [Геология..., 1994; Каретников, 2006]. Коренная платинометалльная минерализация приурочена к дунитам и хромититам. Несмотря на то, что массив и собственно россыпное месторождение достаточно хорошо изучены [13-17], большинство работ по минералогии элементов платиновой группы (ЭПГ) посвящено так называемой «шлиховой платине», а коренная минерализация и характер распределения ЭПГ в дунитах и хромититах изучены слабо [18].

Основная масса минералов ЭПГ в массиве Кондёр сосредоточена в хромититах. 90 % из них приходится на изоферроплатину (Pt_3Fe). Нами изучены различные морфологические типы изоферроплатины, которые позволяют проследить изменение состава этого минерала на различных стадиях магматического и постмагматического процессов. Выделяются четыре морфологических типа изоферроплатины: гомогенная идиоморфная, гомогенная каплевидная, гомогенная ксеноморфная и «пористая» ксеноморфная. Первый тип изоферроплатины – это наиболее ранние идиоморфные кристаллы, расположенные внутри зерен хромшпинелидов (рис. 3 А). Для неё характерно устойчивое присутствие примесей меди (до 3 мас. %) и иридия (до 2 мас. %). В зернах также иногда наблюдаются в виде структур распада ламели самородного осмия. Второй тип изоферроплатины – гипидиоморфные гомогенные зерна - располагаются в интерстициях зерен хромшпинелидов (рис. 3Б). В их составе так же присутствуют медь и иридий, но в меньшем количестве, и, кроме того, они содержат примеси свинца и палладия и спорадически – родия и рутения. Третий тип – ксеноморфные зерна – располагается в межзерновом пространстве хромшпинелида (рис. 3В). В

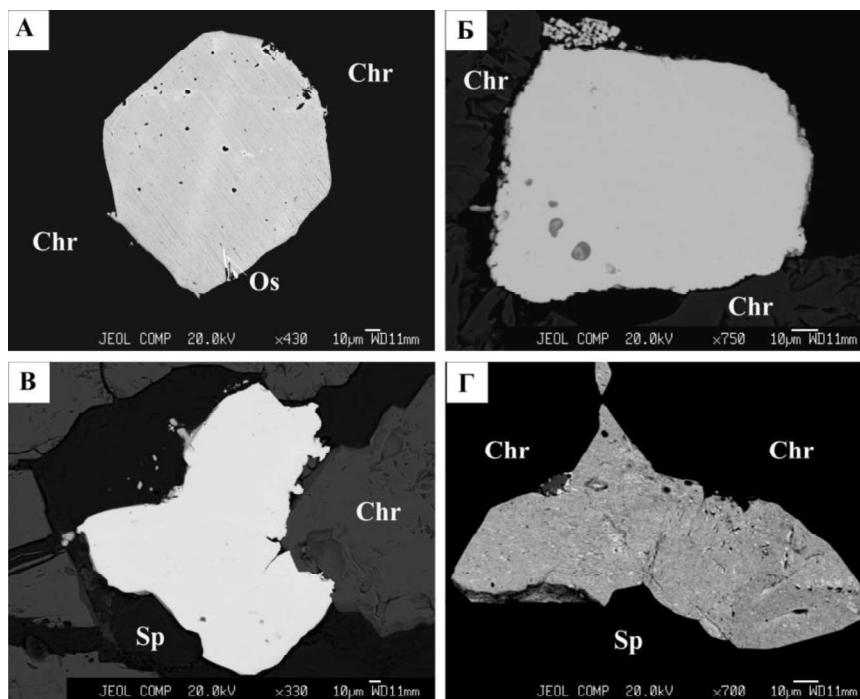


Рисунок 3 Изоферроплатина в хромититах массива Кондёр. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

А – идиоморфные кристаллы с ламелями самородного Os

($\text{Os}=\text{Os}_{0.8}\text{Ir}_{0.14}\text{Ru}_{0.03}\text{Rh}_{0.01}$), Б – гипидиоморфные кристаллы, В –

ксеноморфные кристаллы, Г – "пористая" изоферроплатина. Chr – хромит, Sp – серпентин.

них наблюдаются еще более низкие концентрации меди и иридия и постоянная примесь свинца. Наиболее поздние выделения изоферроплатины представляют собой прожилки и ксеноморфные кристаллы «пористой» изоферроплатины, «поры» которой насыщены пылевидными силикатами магния и никеля. «Пористая» изоферроплатина участками замещается маланитом ($\text{Cu}(\text{Pt},\text{Ir})_2\text{S}_4$) и туламинитом (Pt_2FeCu) (рис. 3Г) и содержит достаточно крупные включения эрлихманита (OsS_2) и кашинита $(\text{Ir},\text{Ru},\text{Cu})_2\text{S}_3$.

Кроме того установлено, что для массивных и шлировых хромититов характерна М-образная кривая распределения ЭПГ, нормированных по хондриту. Причем, массивным хромититам присущи ярко выраженные максимумы Pt и Ir при значительном диапазоне изменения величины Pt_N/Ir_N отношения (30-90) (рис. 4). В шлировых хромититах пики Pt и Ir менее выражены, при низких значениях Pt_N/Ir_N отношений (2-12). В дунитах уровень содержания ЭПГ крайне низкий, кривая

распределения характеризуется слабым наклоном в сторону тугоплавких платиноидов, при этом также отмечаются слабые максимумы Pt и Ir.

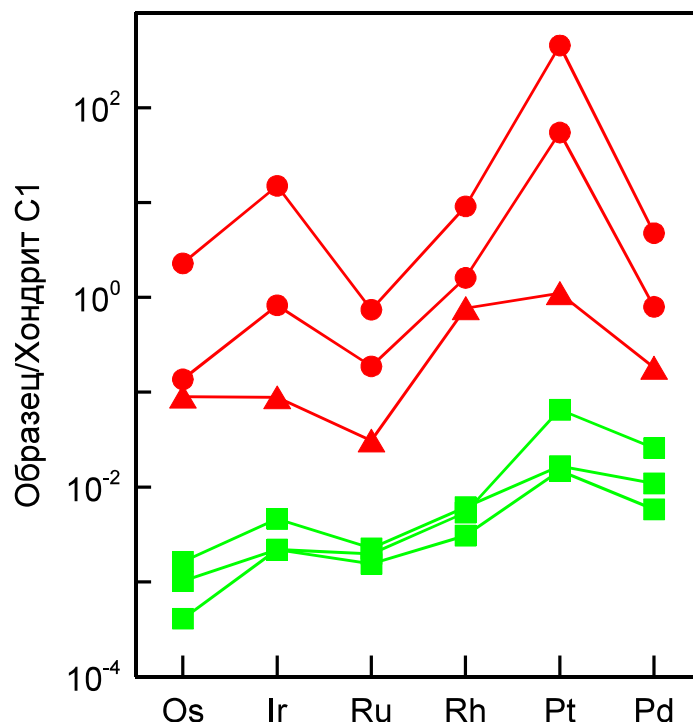


Рисунок 4 Характер распределения ЭПГ, нормированных по хондриту С1, в дунитах (квадрат), массивных (круг) и шлировых (треугольник) хромититах массива Кондёр.

Т

Таким образом, можно сделать вывод, что в ходе магматической кристаллизации в массиве Кондёр самородные минералы ЭПГ представляли собой твёрдый раствор состава $(Pt, Ir, Os)_3(Fe, Cu)$. При снижении температур произошёл распад твёрдого раствора с образованием самородного осмия, а уменьшение содержаний меди и иридия в составе изоферроплатины связано с последовательным обеднением расплава этими компонентами. Очевидно, что образование "пористой" платины происходило на постмагматическом этапе и связано с взаимодействием магматических парагенезисов с обогащенными серой гидротермальными растворами, которое сопровождалось перераспределением меди, иридия и осмия из изоферроплатины в самостоятельные минеральные фазы. Близкий характер распределения ЭПГ в дунитах и хромититах свидетельствует в пользу магматического, а не пневмолито-гидротермального [19] генезиса последних.

Наблюдаемые максимумы Pt и Ir, характерные для хромититов из щелочно-ультраосновных массивов Урало-Аляскинского типа, связаны с процессами фракционирования ЭПГ при становлении массива.

Раздел 4 Обобщение полученных данных по офиолитовой ассоциации обрамления Гарганской глыбы (Восточный Саян).

Изучен минеральный состав, геохимия и Nd-изотопная систематика пород офиолитового комплекса Восточного Саяна, которые являются наиболее древними [1020 млн. лет, 20] в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса. Их фрагменты надвинуты на раннедокембрийскую Гарганскую глыбу Тувино-Монгольского микроконтинента и включают все члены офиолитовой последовательности – мантийные перидотиты, основные-ультраосновные кумуляты, комплекс параллельных даек и вулканиты.

Мантийная секция офиолитов Восточного Саяна представлена Хара-Нурским и Улан-Сарьдагским массивами. Они состоят из метаперидотитов и по периферии из серпентинитов и тальк-карбонатных пород. В Хара-Нурском массиве присутствует блок первичных гарцбургитов.

Метаперидотиты представлены минеральной ассоциацией (оливин + тальк + тремолит + хлорит), равновесной при $T \sim 500-650^{\circ}\text{C}$. Шпинели двухфазны: зональное ядро алюмохромита окружено каймой феррихромита. Центры наиболее крупных зерен, по сравнению со шпинелями гарцбургитов, имеют такую же хромистость, но более низкую $Mg\#$ и более высокие содержания MnO , ZnO . Оливин содержит включения серпентина, карбоната, Cr-магнетита, характеризуется широкими вариациями $Mg\#$ и содержаний NiO и MnO , что свидетельствует о его метаморфической природе. Петрографические особенности и составы оливина, шпинели, тремолита указывают на проградный характер метаморфизма, то есть образовании метаперидотитов из серпентинитов, вероятно, в результате теплового воздействия внедрявшихся тоналитов сумсунурского комплекса.

В серпентинитах присутствует минеральная ассоциация (антигорит (>50%) + вторичный оливин + вторичный диопсид + хлорит), равновесная при $T \sim 400-500^{\circ}\text{C}$. По данным рентгеноструктурного анализа серпентин представлен антигоритом с незначительной примесью лизардита. Тальк-карбонатные породы могли образовываться при тех же и более низких температурах в результате реакции оливин+тремолит + H_2O + $CO_2 \rightarrow$ тальк + магнезит. Шпинели преобразованы до Cr-магнетита. Наиболее крупные зерна сохраняют участки Cr-Al шпинели и феррит-

хромита, которые имеют такой же состав, как в метаперидотитах. В породах присутствуют низкотемпературные виоларит, миллерит, пирит, которые часто развиваются вокруг шпинели. Серпентиниты и тальк-карбонатные породы могли образоваться по метаперидотитам под воздействием гидротермальных растворов.

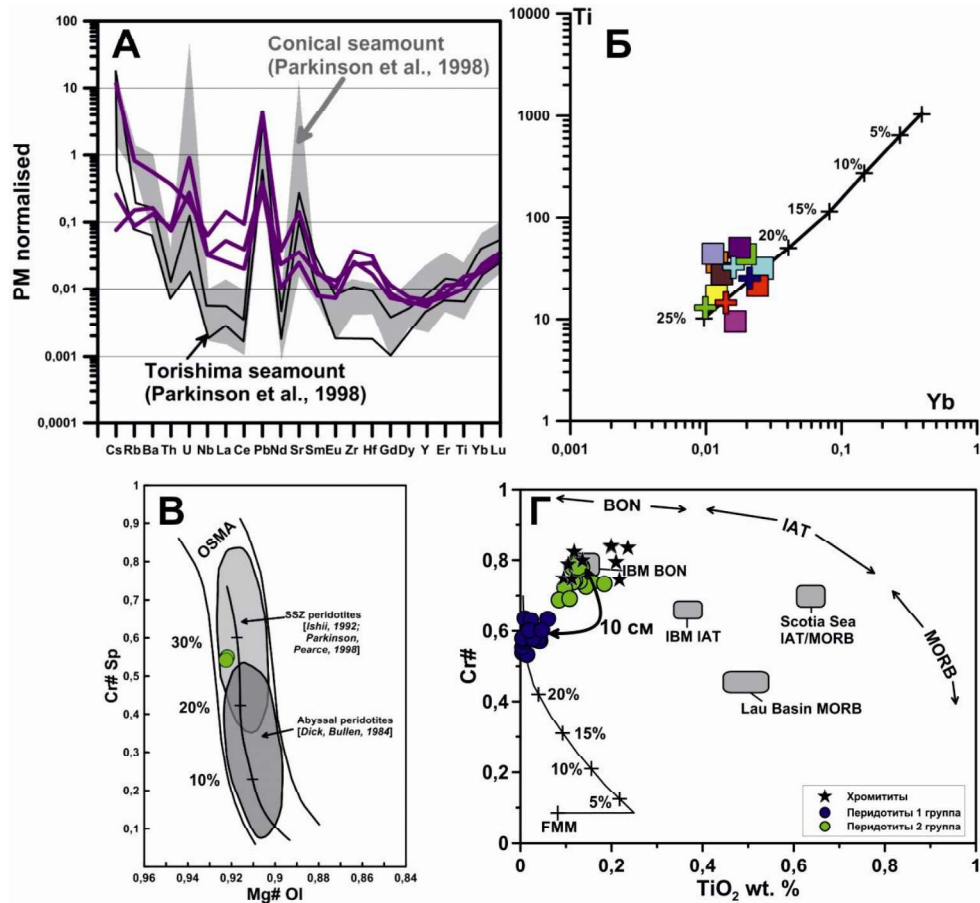


Рисунок 5 Составы пород (вверху) и минералов (внизу) гарцбургитов и метаперидотитов офиолитов Восточного Саяна.

А) Распределение редких элементов в гарцбургитах массива Хара-Нур. Незалитое и залитое поля – надсубдукционные перидотиты Torishima и Conical Идзу-Бонин-Марианской островной дуги, по [21]. Б) Вариационная диаграмма Yb – Ti для гарцбургитов и метаперидотитов Восточного Саяна. ДМ – резервуар «деплементированная мантия». Показан тренд изменения состава реститовых перидотитов при частичном плавлении ДМ до 25%. В) Диаграмма Mg# оливина – Cr# шпинели для гарцбургитов массива Хара-Нур. OSMA - мантийная последовательность, по [22]. Поля надсубдукционных и абиссальных перидотитов, по [23-25], соответственно. Г) Диаграмма TiO₂ – Cr# в шпинели метаперидотитов массива Улан-Сарьдаг. Метаперидотиты 1 группы – собственно надсубдукционные перидотиты. Метаперидотиты 2 группы – породы, преобразованные бонинитовым расплавом.

Гарцбургиты Хара-Нурского массива имеют характерные для реститовых перидотитов структуры с признаками взаимодействия с расплавом. Оливины не имеют включений минералов, в крупных зернах ортопироксена присутствуют клинопироксеновые структуры распада. Шпинели не имеют метаморфической

зональности. Аллюмохромит, оливин и ортопироксен имеют составы, характерные для надсубдукционных перидотитов. Гарцбургиты и метаперидотиты по содержанию петрогенных элементов соответствуют составам надсубдукционных перидотитов, по [26]. Распределение редких элементов в гарцбургитах имеет V-образную форму, характеризуется обогащением LILE и обедненностью HREE, более высокими содержаниями L-MREE относительно HREE, положительными аномалиями Pb, Sr, Zr, Hf и отрицательной – Nb (рис. 5А). Отсутствие в метаперидотитах обогащения LILE относительно REE, вероятно, обусловлено выносом этих элементов при десерпентинизации пород.

Гарцбургиты и метаперидотиты имеют геохимические признаки взаимодействия с расплавами: повышение хромистости шпинели с одновременным ростом содержания TiO_2 в метаперидотитах, близких к хромитовым жилам (рис. 5Г); более сильное обогащение L-MREE и Zr-Hf, по сравнению с надсубдукционными перидотитами (рис.5А); изменение спектров распределения ЭПГ и Re от характерных для реститовых перидотитов до близких к примитивной мантии. Кроме того, в массивах присутствуют пироксенитовые жилы, образующиеся при взаимодействии перидотит-расплав. Распределение ЭПГ и Re и в пироксенитах и контактирующих метаперидотитах начинает приближаться к распределению в бонинитовых расплавах. В метаперидотитах присутствуют массивные и вкрапленные хромитовые руды прожилковой формы мощностью до 10 см. Шпинели хромитов характеризуются высокими хромистостью (0.73-0.79) и магнезиальностью (0.48-0.56), слегка повышенным содержанием TiO_2 (0.1-0.2 мас. %), отрицательной корреляцией между Al_2O_3 и Cr_2O_3 , обогащением платиноидами иридиевой подгруппы относительно платиновой. По особенностям состава они могут быть отнесены к подиформному типу и подтипу, образование которого генетически связано с бонинитовыми расплавами [27].

По составу пород и минералов гарцбургиты и метаперидотиты массивов Хара-Нур и Улан-Сарьдаг соответствуют надсубдукционным перидотитам, для которых предполагается формирование в надсубдукционных зонах спрединга [28]. Их составы отвечают высоким степеням плавления ДМ ~20-25% (рис. 5Б, В, Г),

гипербазиты могут быть комплементарны к IAT-подобным и бонинитовым расплавам.

Ультраосновные-основные кумуляты изучены в Оспинском, Ильчирском и Дунжугурском массивах и представлены гарцбургитами, верлитами, пироксенитами, габбро-норитами с порядком кристаллизации оливин – орто- и клинопироксен – плагиоклаз. Состав клинопироксена ($Mg\#$ 85-95, 0.05-0.2% TiO_2 , 1-2.5% Al_2O_3) и Cr-шпинели ($Cr\#$ 40-83, 0.05-0.5% TiO_2) указывает на их кристаллизацию из примитивных бонинитовых и островодужных толеитовых магм. Содержания REE и HFSE в кумулятах низкие, что также согласуется с кристаллизацией из обедненных несовместимыми элементами бонинитовых и толеитовых расплавов. Форма спектра REE варьирует от обедненной LREE до плоского спектра REE и умеренного обогащения LREE. Клинопироксен кумулятов характеризуется низкими содержаниями REE, Ti, Zr и близок к клинопироксену из бонинитов офиолитовых комплексов (например, Троодос, Кипр). Обеднение LREE в клинопироксене исследованных кумулятов не такое сильное, как в бонинитах Троодоса, что наряду с ростом содержаний REE, Zr, Hf от центра к краю зерен при неизменной $Mg\#$ свидетельствует о пост-кумулясном взаимодействии с расплавом.

Породы вулканического и дайкового комплексов в Дунжугурском и Ильчирском массивах представлены низко-Са и умеренно-Са бонинитами и андезитами бонинитовой серии, а также подчиненными толеитовыми базальтами (рис 6). Клинопироксен ($Mg\#$ 80-90, 0.07-0.24% TiO_2 , 1.1-2.4% Al_2O_3) и Cr-шпинель ($Cr\#$ 77-90, 0.05-0.25% TiO_2) из вулканитов и даек бонинитовой серии имеют составы, близкие к минералам кумулятов офиолитов. По содержаниям MgO , SiO_2 , TiO_2 вулканиты и дайки бонинитовой серии соответствуют таковым вулканитам преддуговой области Идзу-Бонин-Марианской дуги [28], а породы толеитовой серии – преддуговым MORB-подобным базальтам этой же дуги [29]. Бонинитовая серия офиолитов Восточного Саяна характеризуется обогащением наиболее несовместимыми редкими элементами (LREE, Th) и меньшими содержаниями HREE и Ti по сравнению с толеитовой. По индикаторным отношениям Nb/Yb и Th/Yb [28] толеитовая серия соответствует океаническим, а бонинитовая – континентальным островным дугам и переходным составам. По сравнению с толеитовой серией,

магмы бонинитовой серии сформировались из надсубдукционного мантийного источника, испытавшего большие степени частичного плавления и привнос наиболее несовместимых элементов (Th, LREE, LILE) с расплавом или флюидом из субдуцирующей плиты.

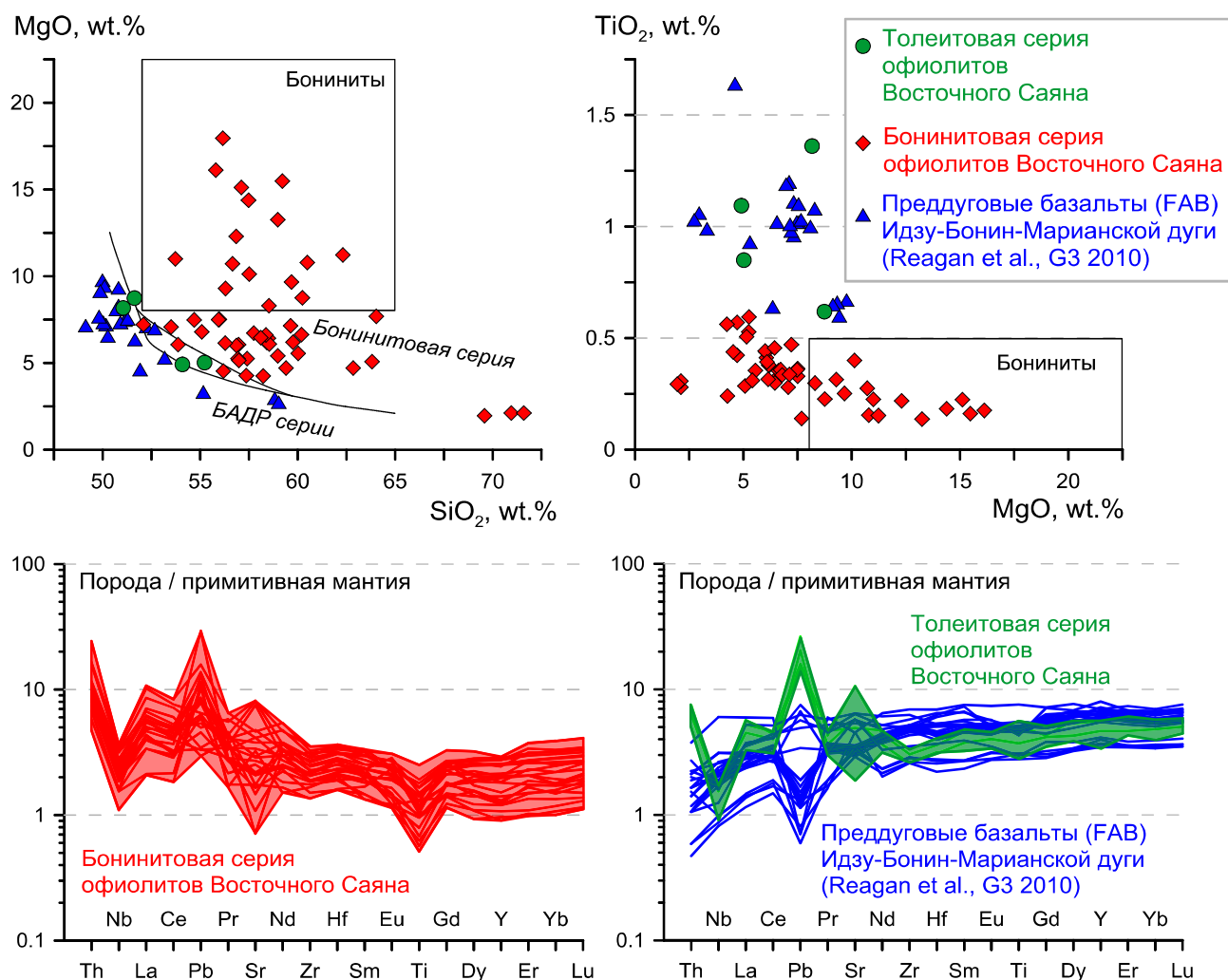


Рисунок 6 Геохимические особенности вулканитов и даек бонинитовой и толеитовой серий офиолитов Восточного Саяна. Для сравнения показаны преддуговые базальты Идзу-Бонин-Марианской дуги [30].

Породы коровой части разреза имеют умеренно обедненный до обогащенного изотопный состав Nd: $eNd(1020Ma) = -2.8 \dots +2.7$ в вулканитах и дайках бонинитовой серии, $+2.3 \dots +4.5$ в толеитовых базальтах, причем обогащенный изотопный состав Nd в породах бонинитовой серии коррелирует с обогащением наиболее несовместимыми редкими элементами. Пироксениты и габбро-нориты

кумулятивного комплекса показывают вариации $\epsilon_{\text{Nd}}(1020\text{Ma}) = -2.3 \dots +4.3$, близкие вулканитам и дайкам. Относительно обогащенный изотопный состав Nd в изученных породах бонинитовой серии офиолитов Восточного Саяна может быть обусловлен участием в их петрогенезисе флюидов и/или расплавов осадков, сносящихся в зону субдукции с континентального блока, либо плавление литосферной мантии над вновь сформированной зоной субдукции.

Таким образом, все члены офиолитового комплекса Восточного Саяна – мантийные перидотиты, кумуляты, дайки и вулканиты – фиксируют формирование в единой надсубдукционной обстановке с характерным островодужным толеитовым и бонинитовым магматизмом.

Офиолиты Восточного Саяна имеют минералогические, геохимические и изотопные характеристики, сходные с комплексами, формировавшимися в преддуговой обстановке во время зарождения субдукции, как это происходило при образовании современных островных дуг, например Идзу-Бонин-Марианской, или некоторых фанерозойских офиолитов, таких как Троодос [31, 32]. При зарождении субдукции сначала формируются толеитовые MORB-подобные базальты, названные преддуговыми базальтами (FAB), а затем изливаются вулканиты толеитовой и бонинитовой серии [33]. Подобный процесс зафиксирован и в офиолитах Восточного Саяна, которые отражают наиболее ранний этап развития зон субдукции в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Раздел 5 Изучение состава литосферной мантии под трубкой Обнаженная.

На основе изучения коллекции мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Обнаженная (Куойкское кимберлитовое поле, северо-восток Сибирского кратона) (более 100 образцов), были выделены три основные группы пород, представляющие литосферную мантию в районе трубки Обнаженная:

1. Sp, Sp-Grt, Grt гарцбургиты, лерцолиты, Sp, Sp-Grt, Grt оливиновые вебстериты и Sp, Sp-Grt, Grt вебстериты - т.н. магнезиальная группа (~ 75-80 % общего количества ксенолитов в трубке Обнаженная);

2. Эклогиты и гранатовые клинопироксениты (~ 10-15%);

3. Группа флогопит-ильменитовых (Phl-Ilm) пород с железистым составом минералов (~ 10 % от общего числа ксенолитов).

Были получены новые данные прецизионными методами анализа по составу минералов из различных групп парагенезисов, в том числе изотопными.

Магнезиальная группа пород включает в себя породы перидотитового и пироксенитового состава и характеризуется широкими вариациями химических составов. Для гарцбургитов на основании высокого содержания MgO (37-43 мас.%), узких вариаций состава оливина ($Mg\#$ – 91-92; NiO – 0.35-0.45 мас.%) и ортопироксена ($Mg\#$ - 92-93) была предложена гипотеза реститового происхождения. По химическому составу оливины совпадают с «мантийным трендом» оливинов из литосферной мантии [33]. Изотопный состав кислорода $\delta^{18}O$ оливинов из образцов магнезиальной группы соответствует интервалу значений, принятых для минералов мантийного происхождения (5.1-5.4‰) [34]. В пользу данной гипотезы свидетельствует и распределение элементов платиновой группы и рения - для образцов с наименьшим содержанием клинопироксена (до 10-15%) наблюдается уменьшение нормированных концентраций элементов от Os и Ir к Pt, Pd и Re (Рис. 7А). Для перидотитов с высокой концентрацией осмия было предположено реститовое происхождение [35].

Предполагается, что литосферная мантия Сибирского кратона была изменена метасоматическими процессами, при этом их воздействие могло быть неоднократным. Одним из свидетельств метасоматических преобразований является развитие амфибола и флогопита по пироксенам в породах, отнесенных нами к т.н.

магнезиальной группе. Метасоматический амфибол наблюдается в виде мелких зерен внутри более крупных зерен клинопироксена, в виде секущих прожилков, прожилковатых извилистых обособлений. По составу данный амфибол относится к ряду рихтерит–магнезиокатофорит–магнезиотарамит.

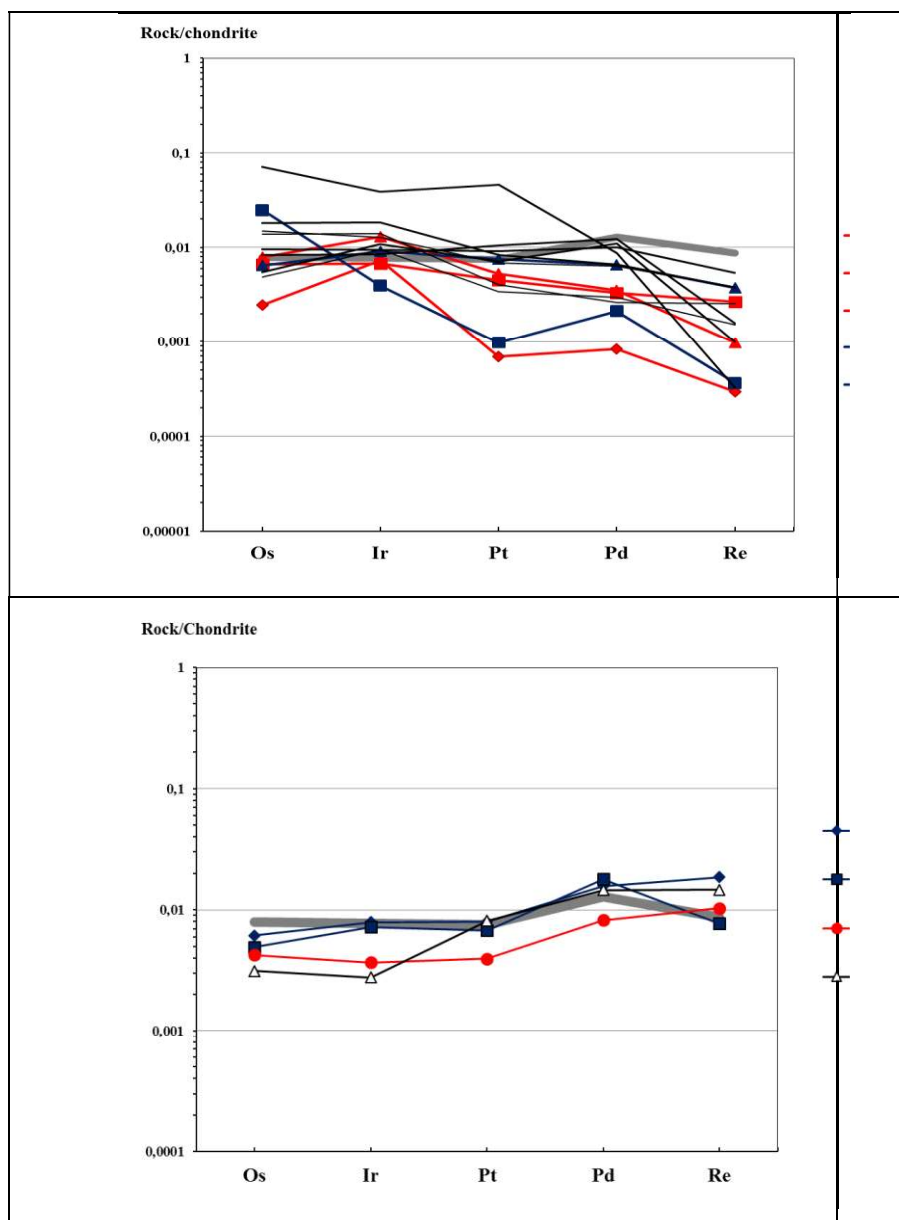
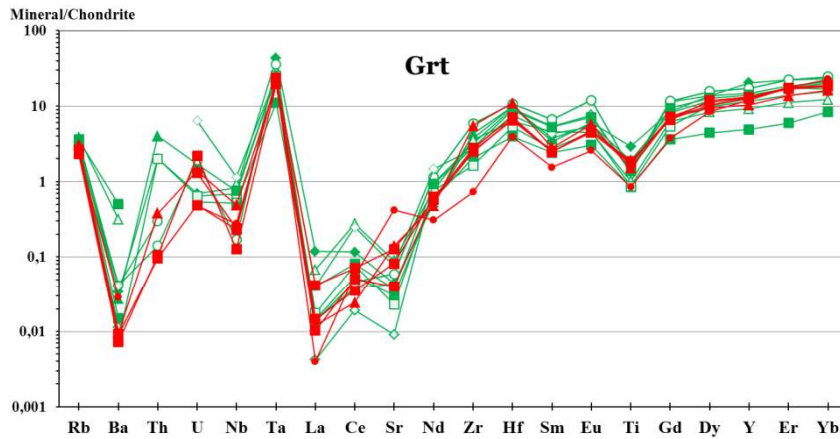


Рисунок 7 Содержание ЭПГ и Re в валовых пробах пород ксенолитов из трубки Обнаженная.

Использованы литературные данные [35] – тонкие серые линии. Линия PM – примитивная мантия по [36], нормированная по хондриту C1 [37].

А – Образцы с Re-Os деплетированием (содержание Crх 5-15%); Б – Образцы с пологим спектром распределения платиноидов (содержание Crх 15-25%)

А



Б

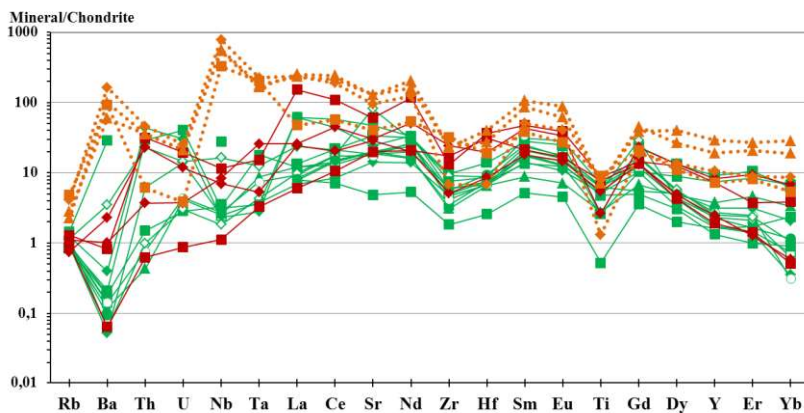


Рисунок 8
 Распределение содержания редких элементов в минералах Mg-серии пород. А – Гранат; Б – Клинопироксен и амфибол. Зеленые линии – неизменные образцы, красные линии – измененные образцы. Желтые линии – составы амфибола.

Метасоматизирующие агенты были обогащены кальцием и щелочами, а также элементами группы HFSE. Было отмечено, что во флогопит-амфиболовых парагенезисах состав граната значительно не изменяется и мало отличается от граната в образцах без метасоматических изменений. Распределение редкоземельных элементов в гранатах в целом соответствует коэффициентам распределения элементов гранат–базальтовый расплав с постепенным увеличением от La к Yb (Рис. 8А) – так называемое «нормальное» распределение [38].

В образовавшихся по пироксенам амфиболах наблюдаются повышенные содержания Ba, Nb+Ta, а также общее повышение концентраций элементов HFSE и REE (Рис. 8Б). На диаграмме $[La/Yb]_n - Ti/Eu$ [39] полученные нами данные попадают в область метасоматоза, производимого расплавами силикатного состава (Рис. 9). Возраст метасоматических преобразований магнезиальной группы по $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировкам флогопита был оценен ~ 1.7 млрд. лет.

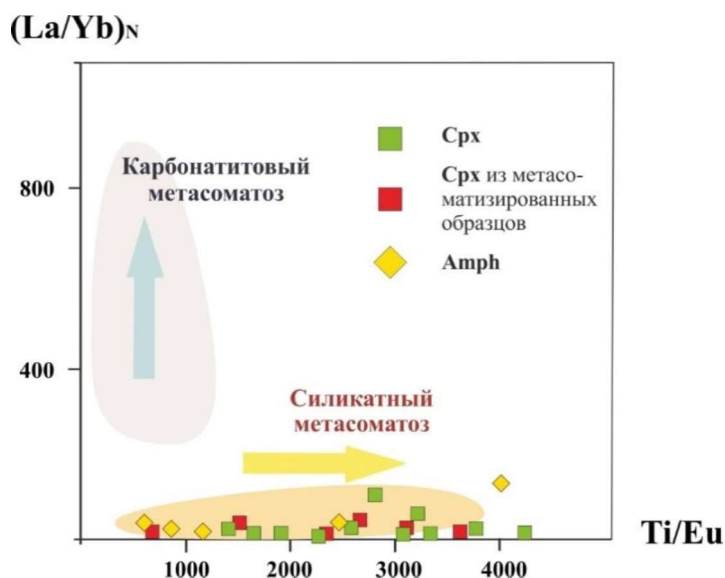


Рисунок 9. Диаграмма Ti/Eu – La/Yb в клинопироксенах и амфиболах [по 39].

Также косвенным свидетельством воздействия метасоматизирующих расплавов является характер распределения PGE и Re для образцов с относительно высоким содержанием клинопироксена (15-25%). Данный тип характеризуется субгоризонтальным спектром, близким к линии примитивной мантии (Рис. 7Б), что может отражать воздействие астеносферных расплавов и обогащение рением.

Минералы Phl-Ilm группы имеют более низкую магниальность (Mg#), содержат существенно больше TiO₂, FeO и меньше Cr₂O₃ по сравнению с минералами из пород других групп. Флогопит-ильменитовые парагенезисы кристаллизовались из более высококалиевых, железистых и титанистых расплавов-флюидов. Возраст воздействия данных расплавов согласно ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировкам по флогопитам оценивается в 870-850 млн. лет. По изотопному составу кислорода δ¹⁸O минералы из образцов данной группы совпадают с интервалом мантийных значений (Ol- 4.6-5.1‰; Grt – 5.2-5.6‰) [37, 40].

Таким образом, для литосферной мантии Сибирского кратона предполагается реститовое происхождение и дальнейшее неоднократное преобразование метасоматизирующими расплавами астеносферного происхождения.

Основные результаты проведённого исследования

Получены первые данные по химическому составу минералов и геохимическим особенностям щелочных пикробазальтов Дауро-Хэнтейского хребта. Определен порядок кристаллизации базальтоидных расплавов. Выяснено, что исследованные вулканы соответствуют породам ОИВ-типа. Получены геохимические и изотопные (Sr, Nd, O) характеристики разновозрастных (135-70 млн лет) вулканических пород Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области, которые позволили оценить характер взаимодействия мантийных расплавов с коровым субстратом. Изучение геохимии и минералогии элементов платиновой группы в дунитах и хромититах массива Кондёр показало, что в ходе магматической кристаллизации самородные минералы ЭПГ представляли собой твёрдый раствор состава $(Pt, Ir, Os)_3(Fe, Cu)$. При снижении температур произошёл распад твёрдого раствора с образованием самородного осмия, а уменьшение содержания меди и иридия в составе изоферроплатины связано с последовательным обеднением расплава этими компонентами. Близкий характер распределения ЭПГ в дунитах и хромититах свидетельствует в пользу магматического, а не пневматолито-гидротермального генезиса последних. Наблюдаемые максимумы Pt и Ir, характерные для хромититов из щелочно-ультраосновных массивов Урало-Аляскинского типа, связаны с процессами фракционирования ЭПГ при становлении массива. Все члены офиолитового комплекса Восточного Саяна – мантийные перидотиты, кумуляты, дайки и вулканы – фиксируют формирование в единой надсубдукционной обстановке с характерным островодужным толеитовым и бонинитовым магматизмом. Они имеют минералогические, геохимические и изотопные характеристики, сходные с комплексами, формировавшимися в преддуговой обстановке во время зарождения субдукции, как это происходило при образовании современных островных дуг и некоторых фанерозойских офиолитов. По результатам проведенных исследований для литосферной мантии Сибирского кратона предполагается реститовое происхождение и дальнейшее неоднократное преобразование метасоматизирующими расплавами астеносферного происхождения.

Заключение

На основе проведенных исследований выяснено, что пикробазальты Дауро-Хэнтэйского хребта соответствуют породам ОІВ-типа. Изотопные характеристики вулканических пород Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области позволили оценить взаимодействие мантийных расплавов с коровым субстратом. При снижении температуры кристаллизации в дунитах и хромититах Кондерского массива произошел распад твердого раствора $(Pt, Ir, Os)_3(Fe, Cu)$, что привело к образованию самородного осмия. Мантийные перидотиты, кумуляты, дайки и вулканы офиолитового комплекса Восточного Саяна фиксируют формирование их в единой надсубдукционной обстановке с характерным островодужным толеитовым и бонинитовым магматизмом. Для литосферной мантии северных полей Сибирского кратона предполагается реститовое происхождения.

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Перечень основных статей, опубликованных по тематике проекта в 2017 г.

в соответствии с государственным заданием

1. Воронцов А.А. Плюмовый магматизм северо-восточной части Алтае-Саянской области: этапы, состав источников, геодинамика (на примере Минусинского прогиба) [текст] / Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Буслов М.М., Травин А.В., Махлаев М.Л., Дриль С.И., Катраевская Я.И. // Доклады Академии Наук - 2017. Т. 472. - № 4. - С. 449-455.
2. Воронцов А.А. Геохимические и изотопные (О, Sr, Nd) свидетельства взаимодействия мантийных и коровых магм при формировании базальт-андезит-трахит-риолитовой серии Батеневского поднятия Минусинского прогиба [текст] / Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. // Геосферные исследования. - 2017. - № 1. - С. 16-27.
3. Радомская Т. А. Геохимия и минералогия элементов платиновой группы в рудах Кингашского месторождения (Восточный Саян)» [текст] / Радомская Т. А., Глазунов О. М., Власова В. Н., Суворова Л. Ф // Геология рудных месторождений. - 2017. - Т. 59. - № 5. - С. 15-36.
4. Соловьева Л.В. Флогопитовые и флогопит-амфиболовые парагенезисы в литосферной мантии Биректинского террейна Сибирского кратона [текст] / Соловьева Л.В., Калашникова Т.В., Костровицкий С.И., Иванов А.В., Мацюк С.С., Суворова Л.Ф // Доклады Академии наук. – 2017. - Т. 475. - № 3 - С. 310-315.
5. Belyaev V.A.. Geochemistry and origin of the Eastern Sayan ophiolites, Tuva-Mongolian microcontinent (Southern Siberia) [текст] / Belyaev V.A., Wang K.-L., Gornova M.A., Dril' S.I., Karimov A.A., Medvedev A.Ya., Noskova Yu.V. // Geodynamics & Tectonophysics. 2017, - Т. 8. - № 3. - С. 411-415. doi:10.5800/GT-2017-8-3-0250.
6. Mekhonoshin A.S. First data on the concentrations and distribution of noble metals in Ni-Cu sulfide ores of the South Maksut deposit (East Kazakhstan) [текст] / Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B., Vladimiriv A.G., Sokol'nikova Yu.V., Doroshkov A.A. // Geodynamics & Tectonophysics. – 2017. - Т. 8. - С. 515-519. doi:10.5800/GT-2017-8-3-0278.
7. Sobolev N.V. Formation and evolution of hypabyssal kimberlites from the Siberian craton: Part 1 – new insights from cathodoluminescence of the carbonates [текст] / Sobolev N.V., Schertl H.P., Neuser R.D., Tomilenko A.A., Kuzmin D.V., Logvinova A.M., Tolstov A.V., Kostrovitsky S.I., Yakovlev D.A., Oleinikov O.B. // Journal of Asian Earth Sciences. – 2017. - V. 145 – SI. - P. 670-678. - Часть: В.
8. Sun J.. Composition of the lithospheric mantle in the northern part of Siberian craton:

Constraints from peridotites in the Obnazhennaya kimberlite [текст] / Sun J., Liu C-Z., Kostrovsky S.I., Wu Fu-Yuan, Yang Jin-Hui, Chu Zhu-Yin, Yang Yue-Heng, Kalashnikova T.B., Fan S. // Lithos. – 2017. - V. 294-295. - P. 383-396.

9. Wang K.-L. Depleted SSZ type mantle peridotites in Proterozoic Eastern Sayan ophiolites in Siberia [текст] / Wang K.-L., Chu Z., Gornova M.A., Dril S., Belyaev V.A., Lin K.-Y., O'Reilly S.Y. // Geodynamics & Tectonophysics. – 2017. - V. 8. - N. 3. - P. 583–587.

Список использованных источников

- 1 Воронцов А. А. Северо-Монголо-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика). [Текст]/ Воронцов А. А., Ярмолюк В. В. // Литосфера.- 2004. - № 3. - С. 17-32.
- 2 Коваленко В. И. Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии. [Текст]/ Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Богатиков О. А. // Геотектоника, 2009. - № 5. - С. 3-24.
- 3 Киселев А. И. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. [Текст]/ Киселев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А. - Новосибирск. – Наука. – 1979 - 197 с.
- 4 Логачев Н. А. История и геодинамика Байкальского рифта. [Текст] / Логачев Н. А. // Геология и геофизика. – 2003. - Т. 44. - № 5 - С. 391-406.
- 5 Буслов М. М. Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мелкайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Европейской коллизий. [Текст] / Буслов М. М. // Геология и геофизика. – 2012. - Т. 53 - № 9. - С.1245-1255.
- 6 Поляков А. И. О возрасте молодых вулканов Восточной Сибири и закономерностях эволюции состава вулканитов. [Текст] / Поляков А. И., Багдасарьянц Г. П. // Геохимия. – 1986 - № 3. - С. 311-317.
- 7 Litasov K. Mantle evolution beneath the Baikal rift. [Текст] / Litasov K., Tiniguchi H. // SHEAS Monograph Series. – 2002. - No 5. - 221 p.
- 8 Костяков Н. П. Кайнозойские базальты юга центрального Забайкалья. [Текст] / Костяков Н. П., Краснов В. П., Уфимцев Г. Ф., Янковский В. М. // Известия Забайкальского географического общества СССР. – 1969. - Т. V. - выпуск 1. - С. 11-17.
- 9 Sun S.-S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. // Magmatism in the ocean basins. [Текст] / Sun S.-S., McDonough W.F.// Geol. Soc. Special Publ. - № 2. - Blackwell Scientific Publications. – 1989. - P. 313-346.
- 10 Ярмолюк В.В. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и

изотопных (Sr, Nd, O) исследований. [Текст] / Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. // Петрология. – 2003. - Т. 11. - № 1. - С. 3-34.

11 Цыпукова С.С. Происхождение и эволюция щелочно-базальтовых магм плато Хэвэн на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны. [Текст] / Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Павлова Л.А., Травин А.В., Пузанков М.Ю // Геология и геофизика. – 2014. - Т. 55. - № 2. - С. 244-275.

12 Фор Г. Основы изотопной геохимии. [Текст] / - М.: Мир. - 1989. – 590 с.

13 Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива [Текст] / В.Г. Гурович, В.И. Землянухин, Е.П. Емельяненко и др. – М.: Наука. - 1994. – 176 с.

14 Каретников А.С. Возраст и генезис платиноидной минерализации массива Кондер: палеомагнитные и радиоизотопные данные. [Текст] / Каретников А.С. // Литосфера. – 2006. - № 3. - С. 96-107.

15 Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. [Текст] / И.Я. Некрасов, А.М. Ленников, Р.А. Октябрьский, и др. – М.: Наука. - 1994. – 381 с.

16 Сушкин Л.Б. Характерные черты самородных элементов месторождения Кондер. [Текст] / Сушкин Л.Б. // Тихоокеанская геология. - 1995. - Т. 14. - № 5. -.С. 97-102.

17 Nekrasov I.Ya. Compositional variations in platinum_group minerals and gold, Konder alkaline_ultrabasic massif, Aldan shield, Russia. [Текст] / Nekrasov I.Ya., Lennikov A.M., Zalishchak B.L., Oktyabrsky R.F., Ivanov V.V., Sapin V.I., Taskaev V.I. // Can. Mineral. - 2005. - V. 43. - P. 637–654.

18 Burg J. P. Translithospheric mantle diapirism: geological evidence and numerical modelling of the Kondyor zoned ultramafic complex (Russian Far_East). [Текст] / Burg J. P., Bodinier J. L., Gerya T., Bedini R. M., Boudier F., Dautria J. M., Prikhodko V., Efimov A., Pupier E., Balanec J. L. // J. of Petrol. - 2009. - V. 50. - № 2. - P. 289–321.

19 Мочалов А.Г. ^{190}Pt - ^4He - возраст платинометалльных рудопроявлений щелочно-ультраосновного массива Кондёр (Хабаровский край, Россия). [Текст] / Мочалов А.Г., Якубович О.В., Бортников Н.С. // Доклады Академии наук. - 2016. - Т. - 469. - № 5. - С. 602-606.

20 Malitch K.N. (2003): Preliminary results of the "in situ" investigation of platinum-group minerals in chromitites from the Kondyor and Guli ultramafic massifs (Russia). / [Текст]

/ In: Mineral Exploration and Sustainable Development Malitch K.N., Zaccarini F., Garuti, G. (Eds. Eliopoulos, D.G. et al.), Millpress, Rotterdam, Netherlands, (2003 - 611-614.

21 Пушкарев Е.В. Онтогенез рудных хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневматолито-гидротермального образования платиноносных хромититов массива Кондер (Алданский щит). / [Текст] Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Морозова А.В., Хиллер В.В., Главатских С.П., Родеманн Т. // Геология рудных месторождений. - 2015. - Т. 57. - № 5. - С. 394.

22 Khain E.V. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications. / [Текст] Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A. // Earth and Planetary Science Letters, - 2002. - V. 199. - P. 311–325.

23 Parkinson I.J. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a supra-subduction zone setting. / [Текст] Parkinson I.J., Pearce J.A. // Journal of Petrology. - 1998 - V. 39 P. - 1577–1618.

24 Dick H.J.B. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. / [Текст] Dick H.J.B., Bullen T. // Contributions to Mineralogy and Petrology. - 1984. - V. 86. - P. 54–76.

25 Arai S. Podiform chromitites from the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as melt-mantle interaction products. / [Текст] Arai S., Yurimoto H // Econ. Geol. - 1994. - V. 89. - P. 1279–1288

26 Ishii T., Robinson P.T. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in The Izu–Ogasawara–Mariana forearc, LEG125 In: Fryer P., Pearce J.A., Stokking L.B. Proceedings of the Ocean Drilling Program. / [Текст] Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R 1992. Scientific Results. - V. - 125. Ocean Drilling Program, College Station, Texas. - P. 445–485.

27 Gonzalez-Jimenez J.M. Chromitites in ophiolites - How, where, when, why - Part II. The crystallization of chromitites. / [Текст] Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Proenza J.A. // Lithos. - 2014 - V. 189 - P. 140-158.

28 Pearce, J.A. Isotopic evidence for the origin of boninites and related rocks drilled in the Izu-Bonin (Ogasawara) forearc, Leg 125 Thirlwall. / [Текст] Pearce, J.A., Thirlwall M.F.,

Ingram, G. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. - 1992 - V. 125. - P. 237-261.

29 Pearce J.A. Immobile element fingerprinting of ophiolites. / [Текст] Pearce J.A. Elements. – 2014. - V. 10 - P. 101–108.

30 Reagan M.K. Fore - arc basalts and subduction initiation in the Izu - Bonin - Mariana system. / [Текст] Reagan M.K. // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. - 2010. - V. 11 - (3). - P.90-98.

31 Reagan, M.K. Subduction initiation and ophiolite crust: new insights from IODP drilling Reagan, / [Текст] M.K., Pearce, J.A., Petronotis, K. // International Geology Review. – 2017. - V. 17. - P.100-125.

32 Pearce J.A. The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting. / [Текст] // Gondwana Research. – 2010 - V. 18 - P. 60-81.

33 Bussweiler Y. The olivine macrocryst problem: New insights from minor and trace element compositions of olivine from Lac de Gras kimberlites, Canada. / [Текст] Bussweiler Y., Foley S.F., Prelevic D., Jacob D. E // Lithos. - 2015. - V.220. – P. 238-252.

34 Matthey D. Oxygen isotope composition of mantle peridotite. / [Текст] Matthey D., Lowry D., Macpherson C. // Earth Planetary Science Letters. - 1994. - V. 128. - P. 231-241.

35 Ionov D.A. The age and history of the lithospheric mantle of the Siberian craton: Re-Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Obnazhennaya kimberlite. / [Текст] Ionov D.A., Carlson R. W., Doucet L.S. Golovin A.V., Oleinikov O.B. // Earth and Planetary Science Letters. - 2015. - V. 428. - P.108-119.

36 Becker H. Highly siderophile element composition of the Earth's primitive upper mantle: Constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths. / [Текст] Becker H., Horan, M. F., Walker, R. J // Geochimica et Cosmochimica Acta. - 2006. - V.70. - I.17 – P. 4528-4550.

37 McDonough W.F. The composition of the Earth. / [Текст] McDonough W.F., Sun S.S // Chemical Geology. - 1995. -V. 120. - P. 223-253.

38 Burgess S.R. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9-G10 garnets in peridotite xenoliths, II: REE chemistry. / [Текст] Burgess S.R., Harte B. // Journal of Petrology. - 2004. - V.45. – P. 609–634.

39 Coltorti M. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from Clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean. / [Текст] Coltorti M., Bonadiman C., Hinton R.W., Siena F., Upton, B.G.J. // Journal of Petrology. - 1999. -V.40. - №1. - P. 133–165.

40 Valley J.W. Zircon megacrysts from kimberlite: Oxygen isotope heterogeneity among mantle melts. / [Текст] Valley J.W., Kinny P.D., Schulze D.J., Spicuzza M.J. // Contrib. Mineral. Petrol. - 1998. - V. 133. – P. 1-11.