

На правах рукописи

ГОРНОВА Марина Аркадьевна

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ НАДСУБДУКЦИОННЫХ ПЕРИДОТИТОВ

Специальность 25.00.09 - геохимия, геохимические методы поисков полезных
ископаемых

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание учёной степени
доктора геолого-минералогических наук

Иркутск - 2011

Работа выполнена в Учреждении Российской академии наук Институте геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения РАН (ИГХ СО РАН)

Официальные оппоненты:

Доктор геолого-минералогических наук, профессор
Савельева Галина Николаевна

Доктор геолого-минералогических наук,
с.н.с. Макрыгина Валентина Алексеевна

Доктор геолого-минералогических наук,
с.н.с. Симонов Владимир Александрович

Ведущая организация: Учреждение Российской академии наук Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН

Защита состоится 13 декабря в 9 часов на заседании диссертационного совета Д 003.059.01 при Учреждении Российской академии наук Институте геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения РАН (ИГХ СО РАН) по адресу: 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а; факс: (3952) 42-70-50, e-mail: korol@igc.irk.ru

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИГХ СО РАН

Автореферат разослан 31 октября 2011 г.

Учёный секретарь
диссертационного совета
кандидат геолого-минералогических наук

Г.П. Королёва

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. Проблема формирования литосферы - внешней оболочки Земли является одной из важнейших в геологии. В основе этого процесса лежит плавление мантии с образованием перidotитовых реститов и комплементарных к ним базальтовых или коматиитовых расплавов. Геохимический анализ перidotитов даёт представление о составе литосферной мантии и позволяет с большой степенью достоверности оценить механизм и физико-химические условия плавления, состав расплавов и исходного мантийного вещества. Этому способствуют современные аналитические возможности (ICP-MS), позволяющие определять очень низкие концентрации несовместимых элементов в ультраосновных породах. В отличие от достаточно хорошо изученного процесса плавления в срединно-океанических хребтах, формирующего океаническую литосферу, в представлениях о процессах, происходящих в надсубдукционных зонах, ещё много неясного. Pearce с соавторами [Pearce et al., 1984] ввели термин “надсубдукционные перidotиты” (SSZP) для океанических перidotитов с иными геохимическими особенностями, чем абиссальные перidotиты срединно-океанических хребтов.

Работа посвящена изучению реститовых перidotитов палеоостроводужных систем складчатых поясов, что позволяет решать как петрологическую задачу, так и проводить реконструкцию геодинамических условий их формирования, что важно для реставрации ранних этапов геологической истории формирования континентальной коры.

Целью настоящей работы является создание модели формирования надсубдукционной мантии.

Основные задачи исследования:

- 1) детальное геохимическое изучение реститовых перidotитов из Джидинской и Адацагской зон складчатого обрамления Сибирского кратона, Шарыжалгайского краевого выступа Сибирского кратона и ксенолитов кимберлитовой трубки Удачная;
- 2) изучение процесса взаимодействия мантийный перidotит - расплав в надсубдукционных зонах;
- 3) выявление механизмов и P-T условий плавления при формировании реститовых перidotитов в надсубдукционных зонах;

- 4) выявление критериев, позволяющих разделить магматический и метасоматический этапы формирования пород в надсубдукционных зонах;
- 5) обобщение имеющейся геологической, геохимической и петрологической информации о надсубдукционных перидотитах;
- 6) сопоставление изученных пород с абиссальными и надсубдукционными перидотитами и реконструкция геодинамических условий их формирования.

Научная новизна. Впервые прецизионными методами анализа (РСМА, РФА, ICP-MS, SIMS) получены данные о составе, в том числе редкоэлементном, пород и минералов до этого слабо изученных реститовых перидотитов Джидинской и Адацагской зон Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сарамтинского массива Шарыжалгайского комплекса фундамента Сибирской платформы. На их основе оценены степень, условия и механизмы плавления при образовании пород, выявлены геологические, петрографические и геохимические признаки взаимодействия перидотитов с островодужными расплавами разного состава, проведены геодинамические реконструкции обстановок формирования. Это позволяет на новом уровне интерпретировать раннюю историю формирования литосферы в изученных регионах.

Проведено обобщение имеющейся в литературе и полученной автором геологической, геохимической и петрологической информации о надсубдукционных перидотитах. Установлено, что особенности их состава обусловлены двумя процессами: декомпрессионным плавлением астеносферной мантии в присутствии воды в надсубдукционных зонах и взаимодействием ранее сформированной океанической литосферной мантии с просачивающимися островодужными расплавами.

Получены новые данные о редкоэлементном и изотопном ($\delta^{18}\text{O}$) составе минералов перидотитовых ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная. Аргументировано, что формирование кратонной литосферной мантии начинается с преобразования океанической литосферной мантии в надсубдукционных зонах.

Практическое значение. Систематизированные в работе минералогическо-геохимические особенности надсубдукционных перидотитов позволяют использовать их при изучении реститовых перидотитов складчатых поясов с

целью геодинамической реконструкции геологической истории развития региона и аттестации связанных с ними полезных ископаемых. Крупнейшее в мире Кемпирсайское месторождение подформных хромититов располагается в надсубдукционных перидотитах. Выявленный в Эгийнгольском массиве процесс взаимодействия гарцбургитов с бонинитовым расплавом способствовал нахождению хромититов в дунитах.

Фактический материал и методы исследований. В основе диссертации - геологические наблюдения и пробы, отобранные автором в 1983-2007 гг. во время проведения полевых работ. Исследования выполнены в лаборатории геохимии ультраосновного и основного магматизма ИГХ СО РАН в соответствии с плановыми темами НИР и проектами РФФИ (98-05-64214, 02-05-64746, 05-05-64642, 09-05-01079).

Петрографические исследования и анализ минералов проводились в прозрачно-полированных шлифах на поляризационном микроскопе Olympus BX51 (Япония), электронном микроскопе LEO 1430VP (Oxford Instruments, Англия) и рентгеноспектральных микроанализаторах SUPERPROBE-733 и JXA8200 (JEOL, Япония) с волновыми и энергодисперсионными спектрометрами.

Определение основных породообразующих элементов в перидотитах проводилось методом РФА по стандартной методике на многоканальном рентгеновском спектрометре СРМ-25, Na и K – методом пламенной фотометрии, Cr и Ni – методом атомной абсорбции на спектрометре модели 503 AAnalyst 800 фирмы Perkin-Elmer. Содержания редких элементов (Nb, Zr, Hf, Ti, Th, Rb, Ba, Sr, Y, REE) определялись методом масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT2. Для контроля правильности результатов использовались международные стандарты JP-1 и DTS-1. Воспроизводимость для большей части элементов не превышала 10 %, для La, Ce, Nb, Ba составила ~20-25 %. Определение содержаний редких элементов в перидотитах методом ICP-MS является сложной аналитической задачей из-за низких концентраций, плохой аттестованности международных перидотитовых стандартов и часто недостаточной чистотой используемых при разложении кислот. Пробы исследуемых перидотитов разлагались и снимались минимум дважды. Содержания Ti, V и Sc контролировались их определением другим методом по специально разработанной методике РФА на спектрометре S4 Pioneer фирмы

Bruker AXS (Германия). Относительное стандартное отклонение не превышало 7 %. Все эти анализы проводились в ИГХ СО РАН.

Редкоэлементные составы пироксенов были получены методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) в Институте микроэлектроники и информатики РАН (г. Ярославль). Воспроизводимость измерений не превышала 10 % для примесей с концентрациями >1 г/т и 20 % для концентраций <1 г/т. Изотопный анализ кислорода в минералах выполнен в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН методом фторирования. Измерение $\delta^{18}\text{O}$ проводилось на масс-спектрометре Finnigan MAT 252 с двойной системой напуска. Воспроизводимость результатов $\delta^{18}\text{O}$ для образцов составляет 0.2 ‰.

В работе применены методы геохимического моделирования процесса частичного плавления мантийного вещества.

Основные защищаемые положения:

1. Показано, что широко проявленный в надсубдукционных зонах процесс взаимодействия литосферной мантии с островодужными расплавами фиксируется особенностями микроструктуры перидотитов, изменением состава минералов, пород и присутствием пироксенитовых даек.

2. Установлены два процесса преобразования мантийной литосферы островодужными расплавами: взаимодействие с бонинитами приводит к кристаллизации оливина за счёт ортопироксена и образованию дунитов, взаимодействие с высоко-Si расплавами на поздних стадиях развития островных дуг приводит к кристаллизации ортопироксена за счёт оливина и образованию лерцолитов из гарцбургитов.

3. Установлены геохимические особенности надсубдукционных перидотитов: низкие концентрации HREE, U-V образные кривые распределения редких элементов с аномалиями положительными по Sr, Zr-Hf, знакопеременными по Ti и отрицательными по Nb. Они обусловлены как высокими степенями декомпрессионного плавления в надсубдукционных зонах спрединга, так и взаимодействием океанической литосферной мантии с островодужными расплавами.

4. Выявлено, что в складчатых поясах сохраняются преимущественно реститовые перидотиты надсубдукционного геохимического типа. Редкие перидотиты абиссального геохимического типа могли формироваться как в срединно-океанических хребтах, так и на ранних стадиях плавления в надсубдукционных зонах спрединга.

5. Аргументировано, что в надсубдукционных зонах начинается процесс превращения истощённой океанической литосферной мантии в более обогащённую кратонную.

Апробация работы. Результаты исследований докладывались на Международном офиолитовом симпозиуме «Происхождение и внедрение офиолитов во времени», г. Оулу, Финляндия, 1998; Втором Всероссийском петрографическом совещании, г. Сыктывкар, 2000; Всероссийской научной конференции «Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия», г. Иркутск, 2001; Всероссийской научной конференции «Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков», г. Иркутск, 2002; Всероссийских научных конференциях «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» в 2004 – 2010 гг., г. Иркутск; Международном симпозиуме «Эволюция континентальной литосферы, происхождение алмазов и их месторождений», г. Новосибирск, 2005; Международной конференции «Structural and Tectonic Correlation across the Orogenic Collage: Implication for Continental Growth and Intracontinental Deformation», Ulaanbaatar, 2006; Всероссийском совещании «Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика», г. Екатеринбург, 2006; Всероссийском совещании «Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона», г. Сыктывкар, 2006; 9 международной кимберлитовой конференции, г. Франкфурт, Германия, 2008; Третьей международной конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения», г. Екатеринбург, 2009; Международной конференции «Western Pacific Geophysics Meeting», г. Тайпей, Тайвань, 2010; Всероссийской конференции «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит», г. Владивосток, 2011.

Основные материалы и положения диссертации изложены в 17 статьях и 21 тезисах докладов и материалах конференций.

Структура работы. Диссертация состоит из введения, пяти глав и заключения общим объёмом 300 страниц, включая 27 таблиц и 100 рисунков. Список литературы состоит из 212 библиографических наименований.

Благодарности. Изучение Джидинской и Адацагской зон складчатого обрамления Сибирской платформы проводилось совместно с М.И. Кузьминым, И.В. Гордиенко, А.И. Альмухамедовым, А.Я. Медведевым, О. Томуртогоо, Д. Томурхуу, А. Готовсуреном, А.М. Спиридоновым, С.И. Дрилем. Ксенолиты из

кимберлитовой трубки Удачная исследовались совместно с Л.В. Соловьёвой, С.И. Костровицким и А.Г. Полозовым. Изучение Сарамтинского массива начиналось с О.М. Глазуновым. Вклад соавторов отражён в совместных публикациях. Представленная работа была бы невозможна без квалифицированного труда аналитиков, так как перидотиты являются очень сложным объектом для анализа. Его выполняли О.Ю. Белозёрова, С. Симакин, Т.А. Владимирова, А.Ю. Митрофанова, Н.Н. Пахомова, И.Н. Мысовская, Е.В. Смирнова, Т.С. Айсуева, О.А. Пройдакова, А.В. Игнатъев, Т.А. Веливецкая. Большую помощь в оформлении работы оказали В.А. Беляев и Г.В. Бурмакина. Всем им автор выражает искреннюю благодарность.

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ НАДСУБДУКЦИОННЫХ ПЕРИДОТИТОВ, ХАРАКТЕРИСТИКА АССОЦИИРУЮЩИХ ПОРОД

1.1. Островные дуги. Надсубдукционные перидотиты обнажаются на дне океана в современных островодужных системах и выносятся на поверхность островодужными лавами. Хорошо изученными эталонными объектами являются перидотиты Идзу-Бонин-Марианской и Южно-Сандвичевой островных дуг. В Идзу-Бонин-Марианской островной дуге перидотиты Torishima и Conical [Ishii et al., 1992; Parkinson and Pearce, 1998; Zanetti et al., 2006] представлены серпентинизированными шпинелевыми гарцбургитами и редкими дунитами, первые интерпретируются как продукт высоких степеней декомпрессионного плавления, вторые – как результат взаимодействия океанической литосферной мантии с бонинитовыми расплавами. Вулканические породы имеют геохимические особенности бонинитов, островодужных толеитов, базальтов срединно-океанических хребтов и базальтов океанических островов [Bloomer, 1983; Bloomer & Hawkins, 1983]. В 2010 г. появилась работа [Reagan et al., 2010], в которой авторы доказывают, что MORB- подобные базальты были первыми лавами, образовавшимися после того, как океаническая плита начала субдуцировать, и назвали их преддуговыми базальтами (FAB).

В Южно-Сандвичевой островной дуге детально изучены перидотиты South Sandwich и TFI [Pearce et al., 2000]. Они представлены шпинелевыми гарцбургитами, дунитами, лерцолитами и верлитами, которые интерпретируются как результат взаимодействия ранее существовавшей

океанической литосферной мантии разного состава с расплавами переходными от IAT к бонинитам (South Sandwich) и от MORB к IAT (TFI).

Мантийные ксенолиты из вулканитов известково-щелочных серий хорошо изучены в вулканах Авачинском (Камчатская островная дуга), Тубаф и Эдисон (Ново-Ирландская островная дуга) и Ираи (Тайвань–Лузонская островная дуга) [Arai et al., 2003; Ishimaru et al., 2007; Ionov et al., 2010; McInnes et al., 2001; Grègoire et al., 2001; Arai et al., 2004]. Среди них преобладают шпинелевые гарцбургиты с незначительным количеством интерстициального клинопироксена и амфибола. Отмечено развитие вторичного ортопироксена за счёт оливина. Лерцолиты редки. Интерпретируются как часть абиссальной литосферной мантии, которая первоначально образовалась в зоне спрединга срединно-океанического хребта, а затем была значительно модифицирована субдукционным компонентом.

1.2. Надсубдукционные офиолитовые комплексы. Надсубдукционные перидотиты могут быть тектонически эксгумированы из литосферной мантии в земную кору. Надсубдукционные офиолитовые ассоциации выделены в классификации офиолитов Dilek и Furnes [2011]. Они имеют магматические образования с геохимическими характеристиками MORB–IAT–бонинитов. Эволюция магматизма от MORB к бонинитам отражается в вертикальной и латеральной стратиграфии, бонинитовые дайки и лавы являются самыми молодыми и часто секут и перекрывают ранее образованные магматические серии. В офиолитах Thetford Mines [Page et al., 2008] описан комплекс параллельных даек бонинитового состава. В работе использованы данные состава наиболее полно геохимически охарактеризованных перидотитов офиолитовых ассоциаций Thetford Mines [Page et al., 2008, Page et al., 2009], Mirdita [Morishita et al., 2010], Othris [Barth et al., 2007; Barth et al., 2008], Lycian и Antalya [Aldanmaz et al., 2009] и New Caledonia [Ulrich et al., 2010]. Почти во всех надсубдукционных офиолитах присутствуют два типа перидотитов. Первый имеет геохимические характеристики абиссальных перидотитов, указывающие на образование в результате плавления в безводных условиях, второй – геохимические характеристики надсубдукционных перидотитов, обусловленные плавлением в присутствии воды.

1.3. Джидинская складчатая зона. В современной структуре складчатого обрамления юга Сибирской платформы Джидинская зона палеозойд рассматривается как область развития океанических,

островодужных, окраинноморских структурно – вещественных комплексов, составлявших Джидинскую островодужную систему на активной окраине Палеоазиатского океана [Гордиенко и др., 2008]. Время формирования этих комплексов охватывает по имеющимся данным период от конца позднего докембрия до конца палеозоя. Реститовые перидотиты широко распространены в пределах Джидинской зоны. Они образуют более 100 массивов. Большая часть из них представляет собой серпентинитовые меланжи. Изучены шпинелевые серпентиниты Ургольского, Уригольского и Дзэрлэггольского меланжей. В Хасуртинском и Убур-Инкурском меланжах присутствуют глыбы массивных серпентинитов с дайками пироксенитов мощностью до 10 м, блоки пород тремолит-хлоритового состава и близких к мономинеральным тремолитовых и хлоритовых сланцев, протолитом которых были основные кумулаты расслоенной серии, а также метадолеритов с геохимическими характеристиками островодужных и срединно-океанических толеитовых базальтов. В Нармандальском серпентинитовом меланже присутствуют блоки серпентинитов, пироксенитов и метаэффузивов с геохимическими характеристиками высококальциевых бонинитов и островодужных известково-щелочных базальтов.

Наиболее крупным среди изученных является Эгийнгольский перидотитовый массив площадью ~ 90 км². Он находится в окружении венд-нижнекембрийских карбонатных пород и прорывающих массив гранитоидов позднекембрийского, средне- и верхнепалеозойского возрастов. Массив сложен в разной степени серпентинизированными гарцбургитами и дунитами; в последних расположены дайки ортопироксенитов мощностью до первых метров. Бурэктоугольский массив имеет площадь ~4 км². Он представлен серпентинитами, в которых заключены тектонизированные дайки амфиболизированных ортопироксенитов. Присутствуют также зоны развития метасоматитов тремолит-хлоритового состава. Единственный из изученных Аригийнгольский массив площадью ~ 5 км² сложен серпентинизированными лерцолитами.

1.4. Адацагский офиолитовый комплекс расположен на юго-западном фланге Монголо-Охотского складчатого пояса и представлен фрагментарно на Харахадукском и Цахирулинском участках. На Харахадукском участке присутствуют все члены офиолитового комплекса: серпентинитовый меланж с блоками серпентинитов, расслоенная серия, долеритовые дайки и толща лав.

Эффузивы имеют геохимические характеристики IAT, породы расслоенного комплекса характеризуются схожими с вулканитами особенностями редкоэлементного состава, что позволяет предполагать их комагматичность. На Цахирулинском участке среди серицит-карбонат-хлорит-кварцевых сланцев, переслаивающихся с кварцитами и мраморизованными известняками, присутствуют несколько крупных серпентинитовых массивов. Рядом с серпентинитами обнаружены маломощные пласты карбонат-серпентин-хлоритовых, тремолит-серпентин-хлоритовых и хлорит-актинолит-эпидотовых сланцев. Метатерригенные породы, по-видимому, являются продуктами разрушения пород океанической островной дуги. Протолитом хлорит - тремолитовых сланцев были основные кумулятивные породы расслоенной серии. Хлорит-актинолит-эпидотовые сланцы реставрируются как metabasalts с характеристиками N-MORB.

1.5. Шарыжалгайский комплекс Сибирского кратона. Сарамтинский массив расположен в Китойском гранулит-гнейсовом блоке Шарыжалгайского краевого выступа фундамента Сибирской платформы. Он имеет размеры 1500-1000 м и тектонические контакты с вмещающими породами: биотитовыми, биотит-амфиболовыми и гранатовыми плагиогнейсами. Сложен массив преимущественно гарцбургитами с небольшим количеством лерцолитов. В разных участках массива обнаружены прослеживающиеся на десятки метров дайкообразные тела зонального строения: в центре – гранатовые вебстериты, по краям – шпинелевые верлиты.

ГЛАВА 2. ПРОЦЕССЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МАНТИЯ-РАСПЛАВ В НАДСУБДУКЦИОННЫХ ЗОНАХ

Декомпрессионное плавление в надсубдукционных зонах, по-видимому, может быть минимальным или отсутствовать [Kelemen et al., 2009]. Обычно примитивные островодужные базальты содержат ~ 3 мас. % воды. Это рассматривается как доказательство добавления водного флюида в твёрдые, но горячие перидотиты мантийного клина, что может инициировать их плавление за счёт понижения температуры ликвидуса [Grove et al., 2001, 2003; Ozawa and Shimizu, 1995; Stolper and Newman, 1992 и др.]. Такое плавление названо «fluid-fluxed melting». В некоторых моделях предполагается, что образование насыщенных флюидом расплавов из перидотитов происходит при ~950° рядом с

субдуцирующей плитой [Grove et al., 2003]. Далее эти расплавы просачиваются вверх через вышележащие перидотиты, взаимодействуя с ними. Одним из вариантов такого плавления является «melt-fluxed melting». В этой модели предполагается, что водонасыщенные частичные расплавы субдуцирующих метаосадков и (или) metabазальтов взаимодействуют с вышележащими мантийными перидотитами, что приводит к увеличению массы расплава за счёт растворения минералов перидотитов. В результате образуются гибридные расплавы, в которых более чем 90 % совместимых элементов (Mg, Fe, Ni) поступает из перидотитов, а большая часть несовместимых элементов – из субдукционных расплавов [Kelemen, 1986, 1990, 1995; Kelemen et al., 1993, 2003; Yagodzinski and Kelemen, 1998]. Этот механизм отличается от процесса декомпрессионного плавления. Kelemen с соавторами предполагают, что процесс взаимодействия расплав - мантия может быть преобладающим в мантийном клине над зоной субдукции, и составы перидотитов и расплавов зависят от количества и вида этого взаимодействия. В зонах субдукции образуются расплавы разного состава, что приводит к разного вида взаимодействиям.

2.1. Лерцолиты Адацага: взаимодействие с MORB-подобным расплавом. В перидотитах одной из зон меланжа Адацагского офиолитового комплекса рядом с крупными зёрнами клинопироксена наблюдаются скопления мелких зёрен $\text{Cr}_x + \text{Pl} + \text{Or}_x + \text{сульфидов} + \text{шпинели}$, которые могли кристаллизоваться из расплава. В породах присутствует шпинель двух генераций. Реститовая шпинель по составу подобна шпинелям абиссальных лерцолитов (хромистость 0.19-0.32, магнезиальность – 0.63-0.68, низкое содержание Fe_2O_3). Хромистость Sr варьирует как между образцами, так в пределах образца (0.26-0.31). Шпинель в скоплениях с мелкими новообразованными зёрнами в центре имеет состав алюмошпинели (~5 % Cr_2O_3). В клинопироксенах происходит увеличение концентрации Al, Na и уменьшение Cr от центра к краю зёрен и с уменьшением размеров зёрен. Концентрации Al_2O_3 в центрах крупных Cr_x такие же, как в Cr_x наиболее деплетированных абиссальных перидотитов и отражают высокие степени плавления при образовании пород. Известно, что с ростом степени плавления происходит рост хромистости шпинели и уменьшение концентрации алюминия в клинопироксене. Наблюдаемые концентрации Al_2O_3 в центрах крупных Cr_x должны соответствовать хромистости шпинели ~0.4, в то время как в

реальности она ниже. Концентрации Al_2O_3 в новообразованных зёрнах Cr_x согласуются с этим значением $Cr\#$ Sr . Наблюдаемые особенности состава минералов не могут быть связаны ни с охлаждением пород в шпинелевой фации, ни с перекристаллизацией в плагиоклазовой фации. Более вероятно, что процесс взаимодействия с расплавом приводит к уменьшению хромистости реститовой шпинели и росту концентраций алюминия в клинопироксене.

Уровень H-MREE в Cr_x соответствует концентрациям этих элементов в абиссальных перидотитах, уровень LREE – выше. Соотношение Yb в клинопироксенах и $Cr\#$ Sr не соответствует тренду фракционного плавления. Выявленные особенности микроструктур и состава минералов плагиоклазовых лерцолитов Адацагского офиолитового комплекса согласуются с гипотезой их образования в результате рефертилизации более истощённых протолитов. Такими расплавами могли быть N-MOR- подобные базальты, которые присутствуют на Цахирулинском участке.

Подобный процесс описан в перидотитах офиолитов Othris, New Caledonia, в лерцолитах TFI Южно-Сандвичевой дуги также отмечается кристаллизация $Or_x + Cr_x + Pl$ за счет импрегнации расплава.

2.2. Эгийнгольский перидотитовый массив: взаимодействие с бонинитовым расплавом. Наблюдаемые петрографические особенности гарцбургитов Эгийнгольского массива (резорбированные границы зёрен ортопироксена; присутствие «в заливах» новообразованных мелких зёрен оливина, клинопироксена, амфибола; включения мелких зёрен силикатов в шпинели) свидетельствуют об их взаимодействии с расплавом в соответствии с реакцией: $Or_x + \text{низко-Si расплав} \rightarrow Ol + \text{высоко-Si расплав} \pm Sr \pm Cr_x \pm Amph$ (рис. 1 А-Г). В результате происходит изменение модального состава пород и образование дунитов, которые располагаются вокруг ортопироксенитовых даек, являющихся транспортными каналами расплавов.

Взаимодействие с расплавом приводит к изменению состава минералов. Шпинели наименее преобразованных пород имеют хромистость 0.35-0.5. По соотношению хромистости – магнезиальности и низким содержаниям TiO_2 (<0.1 мас. %) они подобны шпинелям абиссальных гарцбургитов (рис. 2) и отражают ранний этап декомпрессионного плавления при образовании пород.

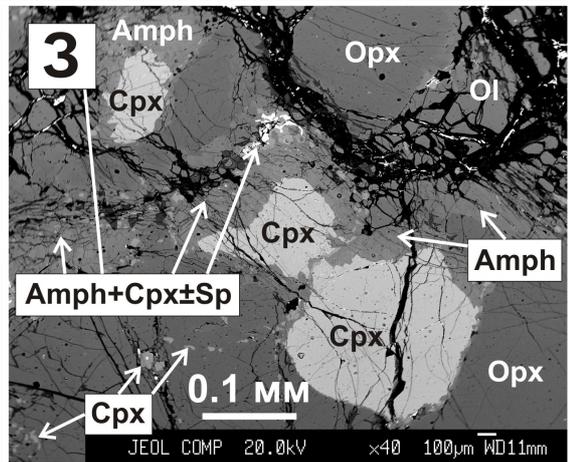
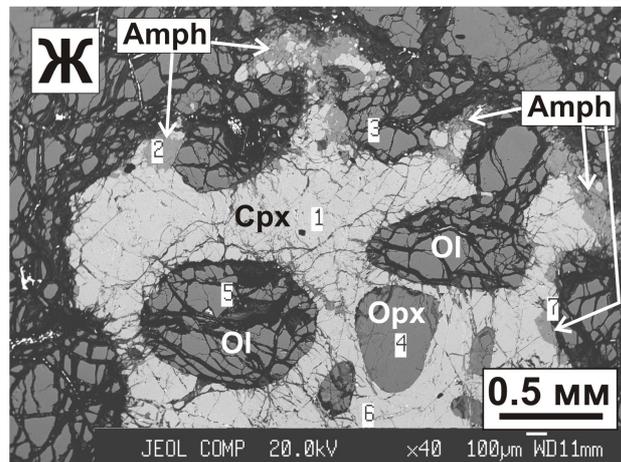
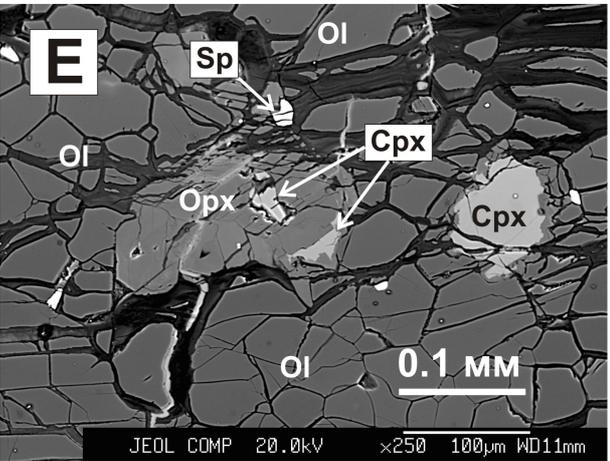
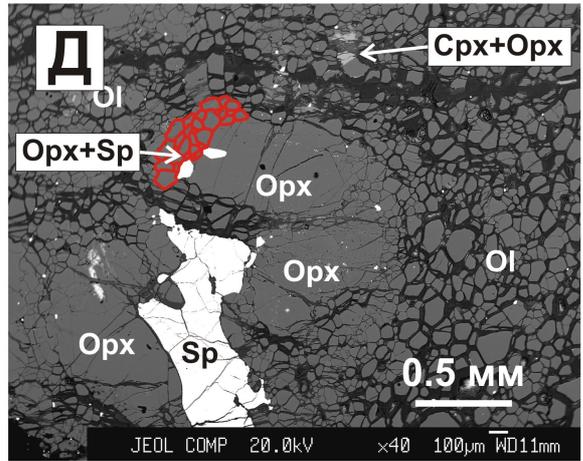
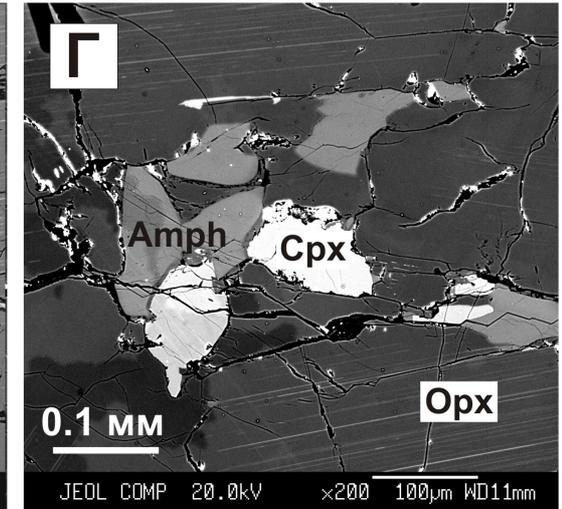
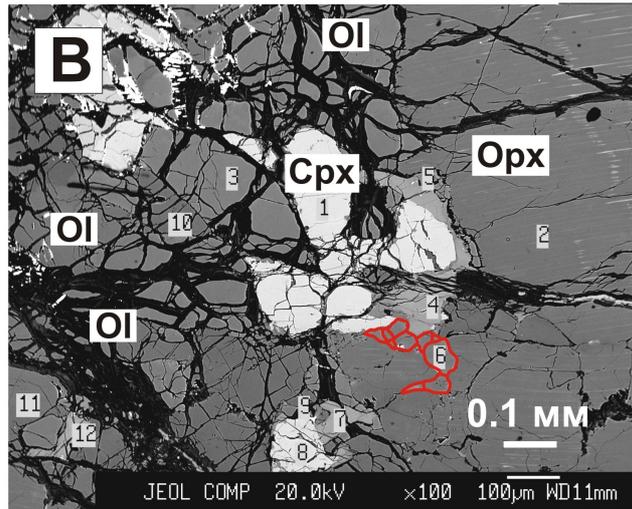
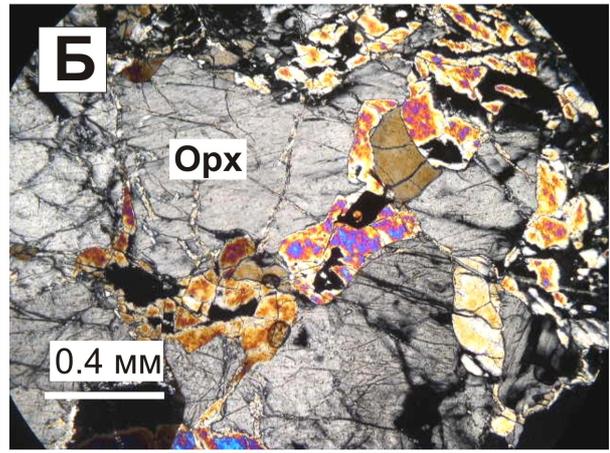
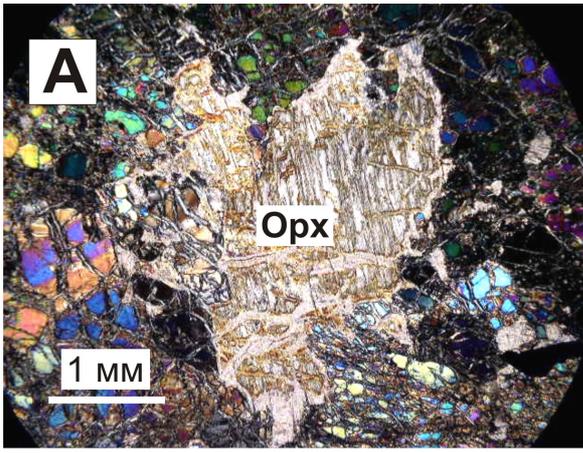


Рис. 1. Особенности структур перидотитов Эгийнгольского (А-Г) и Сарамтинского (Д-З) массивов.

А – резорбированное зерно ортопироксена. Обр. 5/13, х 40. Б – мелкие новообразованные зёрна оливина и шпинели между зёрнами ортопироксенов. Обр. 5/25, х 100. В – новообразованные зёрна клинопироксена (белое), амфибола (серое) и оливина (обведено красным) на краю порфирукласта ортопироксена. Обр. 5/10. Г – равновесные новообразованные зёрна клинопироксена и амфибола. Обр. 5/10. Д – новообразованные зёрна ортопироксена и шпинели по краям ортопироксенов. Обр. 83с174. Е – новообразованные зёрна клинопироксена, ортопироксена и шпинели среди зёрен оливина. Обр. 83с174. Ж – новообразованное зерно клинопироксена с включениями оливина и ортопироксена, по краям – амфибол. Обр. 98с1. З – новообразованные зёрна (сотни микрон) и прорастания клинопироксена, амфибола и шпинели (< 100 мкм). Обр. 98с4. Изображения в обратнорассеянных электронах (В-З) получены на рентгеновском микроанализаторе JXA-8200. Увеличение показано на фотографиях.

Шпинели остальных пород имеют хромистость >0.5, по соотношению хромистости – магнезиальности они подобны шпинелям надсубдукционных перидотитов, при этом имеют повышенные концентрации TiO_2 (до 0.3 мас. %), что обусловлено взаимодействием расплавом на более позднем этапе.

В пределах образцов А бразда содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 уменьшаются к краям и с уменьшением размеров зёрен, они связаны положительной корреляцией. В образцах с умеренной хромистостью шпинели содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 в центрах крупных зёрен имеют отрицательную корреляцию и уровень, сопоставимый с их наиболее деплетированных абиссальных перидотитов. В образцах с высокой хромистостью шпинели имеют более низкие концентрации Al_2O_3 и Cr_2O_3 , связанные положительной корреляцией, что не сопровождается ростом магнезиальности ортопироксена. Наблюдающаяся положительная корреляция Al_2O_3 и Cr_2O_3 в Орх, видимо, не только обусловлена преобразованиями в процессе остывания, но и является результатом взаимодействия с расплавом.

Центры реститовых зёрен Орх по содержанию Al_2O_3 и Cr_2O_3 соответствуют наиболее деплетированным составам клинопироксенов абиссальных перидотитов. Новообразованные Орх характеризуются более высоким содержанием Na_2O , чем реститовые.

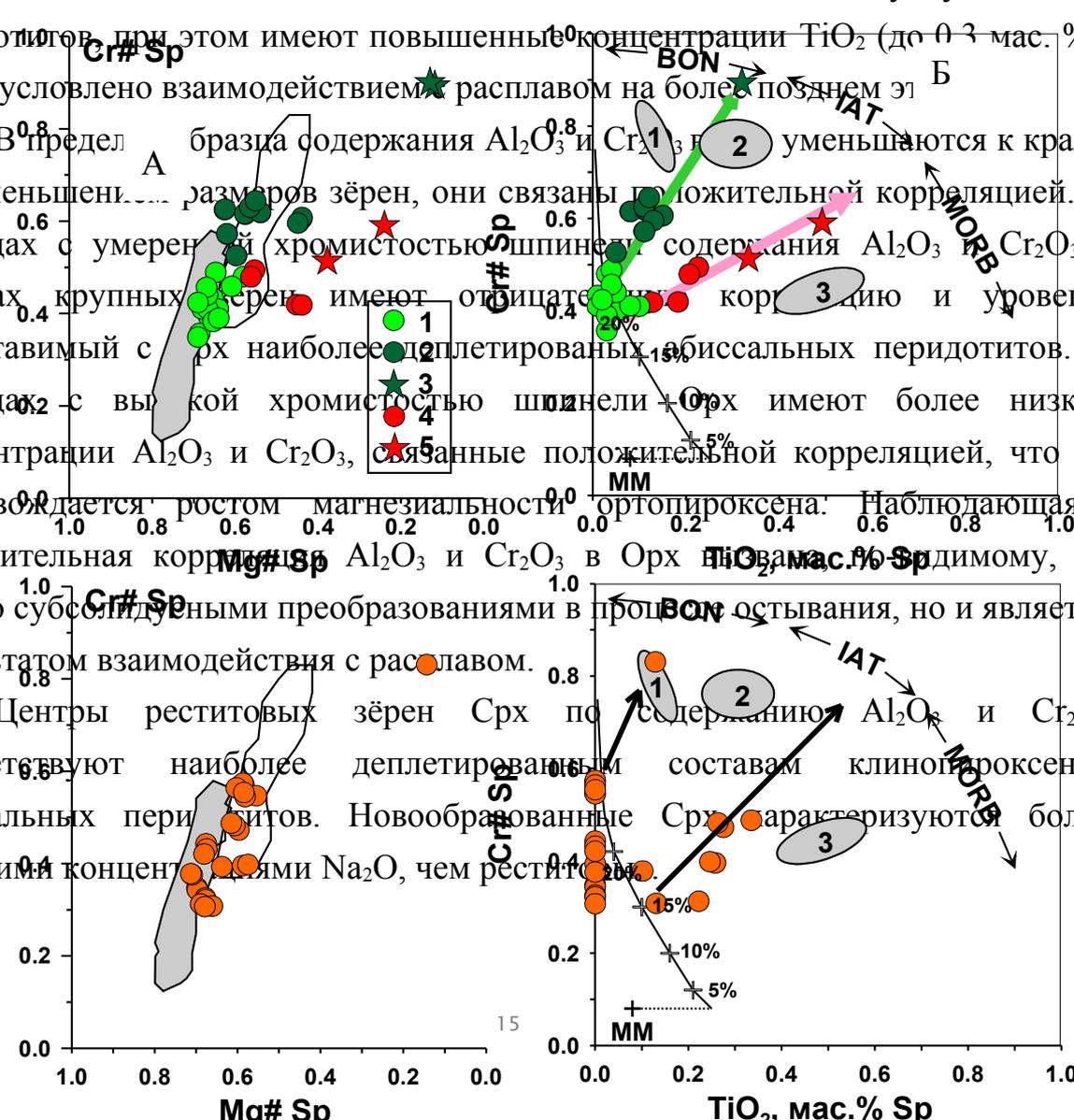


Рис. 2. Составы шпинелей пород Эгийнгольского массива, Хасуртинского и Нармандальского серпентинитовых меланжей.

Верхний ряд: гарцбургиты (1), преобразованные гарцбургиты и дуниты (2), пироксениты (3) Эгийнгольского массива; серпентиниты (4) и пироксениты (5) Хасуртинского меланжа. Нижний ряд: серпентиниты Нармандальского меланжа. А – поля составов шпинелей перидотитов абиссальных (серое) и надсубдукционных. Б – поля составов шпинелей бонинитов Идзу-Бонин-Марианской островной дуги (1), островодужных толеитов (2) и MORB (3) бассейна Лау, по [Pearce et al., 2000]. Линией показан тренд изменения составов шпинелей при плавлении мантии MORB. Стрелки – тренды изменения составов шпинелей в результате взаимодействия перидотитов с расплавом.

Клинопироксены имеют концентрации HREE и Ti, промежуточные между Crx абиссальных и надсубдукционных перидотитов (рис. 3), и обогащены LREE, Sr, Zr, Hf, как последние.

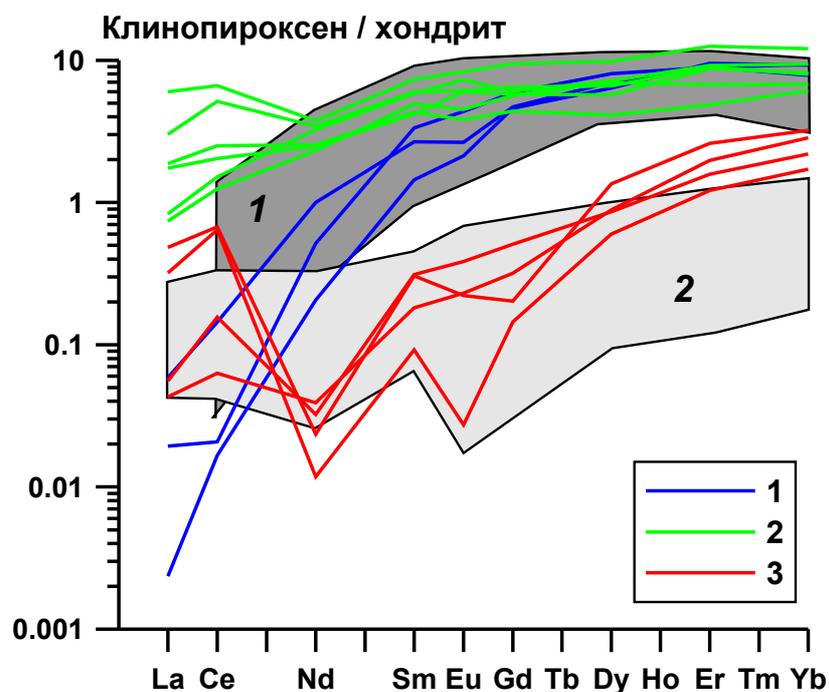


Рис. 3. Нормированное к хондриту распределение редкоземельных элементов в клинопироксенах перидотитов.

1 – Аригийнольский массив, 2 - Адацагский офиолитовый комплекс, 3 - Эгийнольский массив. Поля составов клинопироксенов перидотитов абиссальных (1), по [Johnson et al., 1990] и надсубдукционных (2), по [Parkinson et al., 1998; Ishii et al., 1992; Bizimis et al., 2000].

Составы минералов (Mg# Ol, Cr# Sp) наименее преобразованных гарцбургитов отражают высокие степени плавления ~ 15-20 %. Расчёты для модели немодального полибарического близкого к фракционному критического плавления показали, что для воспроизведения наблюдаемых концентраций и форм нормированных кривых для Gd-Yb в Crх требуется 8-9 % плавление в гранатовой фации, за которым следует 16-14 % плавление в шпинелевой фации.

Особенности изменения состава шпинелей гарцбургитов Эгийнольского массива позволяют предполагать их взаимодействие с бонинитовым расплавом. Присутствие магматического амфибола в породах говорит о насыщенности расплава водой. Клинопироксены обогащены Sr, LREE, Zr, Hf. Высокие относительные концентрации этих элементов являются характерной особенностью бонинитов, поэтому взаимодействие с ними может привести к наблюдаемым составам клинопироксенов. Таким образом, перидотиты Эгийнольского массива имеют сложную многостадийную тектоническую историю. Гарцбургиты являются продуктами ~ 20 % степени плавления, которое начиналось в гранатовой фации. Это могло происходить как в

задуговым бассейне, так и в срединно-океаническом хребте. В дальнейшем эта литосферная мантия переместилась в зону субдукции и подверглась взаимодействию с бонинитовым расплавом, что привело к появлению пород с явными характеристиками надсубдукционных перидотитов.

Присутствие дунитов с ортопироксеновыми дайками отмечено в мантийных секциях многих офиолитовых ассоциаций, например, в перидотитах Thetford Mines, Mirdita, Lycian и Antalya, Mayari'-Baracoa, New Caledonia, Бурэктугольском массиве Джидинской зоны. Кроме того, дуниты замещения присутствуют и среди преддуговых надсубдукционных перидотитов современных островных дуг, например, в перидотитах Torishima, Conical и South Sandwich.

2.3. Перидотиты Сарамтинского массива: взаимодействие с высоко-Si расплавом. Петрографические наблюдения показывают, что в гарцбургитах Сарамтинского массива происходит кристаллизация мелких (≤ 100 мкн) зёрен Орх, Срх и Sp рядом с крупными зёрнами ортопироксена и среди оливина (рис. 1 Д-3). Шпинель ксеноморфной формы в межзерновых пространствах часто включает мелкие зёрна оливина и ортопироксена, шпинель линзовидной формы встречается внутри зёрен ортопироксена. В лерцолитах присутствуют как крупные (~ 2 мм), так и мелкие (от десяти до ~ 500 мкн) зёрна клинопироксена. С клинопироксенами гарцбургитов и лерцолитов ассоциирует равновесный амфибол – эденит.

В ортопироксенах гарцбургитов и лерцолитов с уменьшением размеров зёрен происходит уменьшение магнезиальности и содержания Al_2O_3 . Магнезиальность (0.931-0.923) центров крупных зёрен ортопироксена лерцолитов близка магнезиальности реститовых Орх гарцбургитов (0.932-0.938), в то время как в зёрнах размерами меньше 1 мм она составляет 0.912-0.918. В гарцбургитах и лерцолитах зёрна клинопироксена однородны по составу, у мелких зёрен такой же состав, как и у крупных. В клинопироксенах лерцолитов более высокие содержания Al_2O_3 , Na_2O и TiO_2 по сравнению с Срх гарцбургитов. В гарцбургитах, расположенных близко к дайкам, в пределах образца хромистость шпинели уменьшается от 0.51 до 0.38 с уменьшением её размеров. В остальных гарцбургитах шпинель более однородна и имеет хромистость ~ 0.47 -0.52. В лерцолитах хромистость шпинели ниже и составляет 0.15-0.18.

Срх гарцбургитов характеризуются более низкими содержаниями Yb, чем Срх абиссальных перидотитов. Это согласуется с деплетированностью по петрогенным элементам и высокой магнезиальностью оливина (0.932-0.935). Картины распределения REE имеют ровную часть спектра для Yb – Dy (Er) и далее подъём к La (рис. 4). Клинопироксены лерцолитов имеют более высокие концентрации HREE, чем Срх абиссальных перидотитов. Их кривые распределения подобны гарцбургитовым на более высоком уровне. Срх гарцбургитов Сарамтинского массива характеризуются более низкими концентрациями Ti, чем Срх надсубдукционных перидотитов. Точки их составов лежат в стороне от Yb - Ti, Zr - Ti, Ce - Ti и Sr - Ti трендов абиссальных перидотитов, демонстрируя обогащение не только сильно несовместимыми Sr, Ce, умеренно несовместимым Zr, так же как и клинопироксены надсубдукционных перидотитов, но и Yb. Срх лерцолитов имеют высокие концентрации редких элементов, причём содержания Ti и Yb близки к концентрациям этих элементов в наименее деплетированных абиссальных перидотитах, а концентрации Sr, Ce, Zr - выше. Содержания сильно несовместимых элементов – Sr, Ce одного порядка в Срх лерцолитов и гарцбургитов.

В Сарамтинском массиве рядом с пироксенитовыми дайками, которые, по-видимому, являются транспортными каналами расплавов, располагаются лерцолиты, то есть более фертильные породы, чем находящиеся вдали от даек гарцбургиты. Это исключает возможность образования перидотитов Сарамтинского массива в результате плавления в открытой системе, а свидетельствует о взаимодействии с высоко-Si расплавом в соответствии с реакцией: $Ol + L_1 \rightarrow Crx + Orx + Amph + Sp + L_2$.

Кристаллизация Орх из расплава подтверждается более низкой магнезиальностью мелких зёрен и краёв крупных порфировкластов Орх по сравнению с магнезиальностью центров последних. Уменьшение хромистости шпинели от крупных к мелким зёрнам в пределах одного образца также может быть связано с её кристаллизацией. В направлении к дайкам, в ряду удалённый гарцбургит – гарцбургит – лерцолит в породах происходит увеличение количества клинопироксена и амфибола. Высокая магнезиальность центров крупных порфировкластов Орх в лерцолитах отражает их образование из протолитов с более высокой степенью плавления, то есть из гарцбургитов. Преобразующий расплав имеет высокое содержание Si, присутствие паргасита

и эденита говорит также о его насыщенности водой. Кроме того, кристаллизующиеся амфиболы имеют низкие содержания K_2O , что отражает его низкие концентрации в расплаве. Этим особенностям удовлетворяют адакитовые расплавы, образование которых происходит в островодужных системах в результате плавления субдуцируемой океанической коры [Martin et al., 2005; Hollings, Kerrich, 2000].

Повышенная магнезиальность оливинов гарцбургитов обусловлена высокими степенями плавления $> 30 \%$ при образовании пород. Это согласуется с низкими содержаниями Yb, Ti в гарцбургитах и клинопироксенах. В то же время величина хромистости шпинели в гарцбургитах соответствует степени плавления $\sim 17 \%$, которая может быть рассчитана по уравнению Hellebrand et al. [2001]. Соотношение Cr# Sp и содержания Yb в Crx не соответствует тренду плавления абиссальных перидотитов. По сравнению с ним для наблюдаемой Cr# шпинели в породах гарцбургиты имеют более низкие содержания Yb в Crx, а лерцолиты – более высокие. В гарцбургитах такое несоответствие может быть в случае начала плавления в гранатовой фации, когда шпинель отсутствует. Она появляется при переходе в шпинелевую фацию, и дальнейшее плавление может привести к наблюдаемым низким значениям хромистости шпинели при суммарной более высокой степени плавления в гранатовой и шпинелевой фациях. Состав главных элементов в гарцбургитах, удалённых от даек, также отражает начало плавления при давлениях > 3 GPa. В лерцолитах наблюдаемая картина может быть обусловлена двухстадийным процессом частичного плавления и последующей импрегнации расплава, из которого происходит кристаллизация Crx и Sp.

Проведено по REE моделирование двухстадийного процесса (рис. 4). Использовалась пошаговая модель немодального фракционного плавления по уравнениям из Shaw [1970] and Johnson et al. [1990]. Судя по экспериментальным данным [Walter, 1998], плавление $\sim 40 \%$ приводит к образованию оливина с магнезиальностью ~ 0.93 , поэтому расчёт проводился до 43% плавления. Процесс рефертилизации рассчитывался добавлением в состав рестита варьирующего количества расплава.

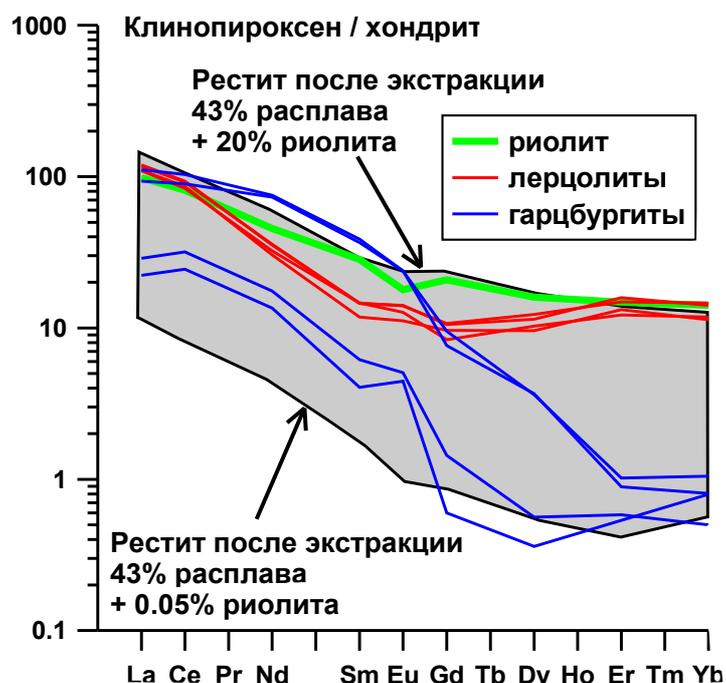


Рис. 4. Результаты моделирования процесса рефertilизации.

Цветные линии – составы клинопироксенов перидотитов Сарамтинского массива и риолита.. Серое поле – рассчитанные составы клинопироксенов равновесных к смесям: рестит после 43 % плавления ПМ + от 0.05 % до 20 % риолита.

Результаты расчётов лучше согласуются с реальными составами клинопироксенов гарцбургитов и лерцолитов, если в качестве преобразующего расплава использовать риолиты группы II из зеленокаменного пояса Birch-Uchi [Bernstein et al., 1998], которые представляют собой либо смесь адакитов с базальтовыми расплавами, либо продукты взаимодействия адакитов с вышележащими перидотитами мантийного клина. Добавление к реститу после 43 % плавления 20 % риолита воспроизводит наблюдаемые концентрации Yb-Er в Срх лерцолитов, а 0.05 % риолита - концентрации Yb- Gd в Срх гарцбургитов.

Геологические, петрографические наблюдения и геохимические особенности пород и минералов свидетельствуют о двухстадийном процессе формирования перидотитов Сарамтинского массива:

- 1) ~40 % полибарическом фракционном плавлении с образованием гарцбургитов;
- 2) преобразовании гарцбургитов в надсубдукционных зонах высоко-Si расплавами, приводящими к формированию лерцолитов.

Таким образом, на поздних стадиях развития островных дуг процесс взаимодействия мантия - расплав протекает с образованием ортопироксена за счёт оливина. Образование вторичного ортопироксена наблюдается в перидотитовых ксенолитах из вулканов Iraya, Philippines [Arai et al., 2004], Авача [Arai et al., 2003] и Тубаф и Эдисон [Gregoria et al., 2001].

ГЛАВА 3. КРИТЕРИИ РАЗДЕЛЕНИЯ ПРОЦЕССОВ ДЕКОМПРЕССИОННОГО ПЛАВЛЕНИЯ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ С РАСПЛАВОМ В НАДСУБДУКЦИОННЫХ ЗОНАХ

3.1. Декомпрессионное плавление в надсубдукционных зонах.

Процессы образования расплавов над субдукционной зоной менее ясны, чем в срединно-океанических хребтах. Модели декомпрессионного плавления [Plank and Langmuir, 1988; Pearce and Parkinson, 1993] предполагают широкий диапазон истощённости мантии от среднего (~10 % плавления) в островных дугах, развивающихся на толстой коре, до высокого (20-30 % плавления) в островных дугах, развивающихся на тонкой коре, так как толщина коры лимитирует плавление. Во всех моделях реститовые перидотиты могут быть в различной степени обогащены несовместимыми элементами, поступающими с водными флюидами и (или) расплавами из субдуцирующей плиты.

Stern and Bloomer [1992] постулировали, что при начале субдукции происходит быстрое откатывание океанической плиты в сторону океана вследствие её отрицательной плавучести, что приводит к образованию зоны растяжения и спредингу в верхней плите. Эта концепция была протестирована вязко-пластичной моделью [Hall et al. 2003, Gurnis et al., 2004], согласно которой инфильтрация горячей фертильной лерцолитовой астеносферной мантии в район растяжения приводит к её адиабатическому декомпрессионному плавлению с образованием MORB-подобных базальтов. Флюиды, образующиеся из субдуцирующей плиты, оказывают слабое влияние на этой стадии. Дальнейшее плавление уже деплетированного мантийного вещества, смешанного с поступающими из субдуцирующей плиты частичными расплавами метаосадков и metabазальтов и флюидами, приводит к последовательному формированию водонасыщенных островодужных толеитов и бонинитов. В современных преддуговых системах и среди мантийных частей многих надсубдукционных офиолитов описаны перидотиты двух типов, то есть

с геохимическими характеристиками абиссальных и надсубдукционных. Раньше их совместное присутствие объяснялось изменением тектонической ситуации от срединно-океанического хребта к островной дуге. Согласно новой концепции образование этих пород могло происходить в зоне преддугового спрединга, то есть породы с геохимическими характеристиками абиссальных перидотитов могут представлять собой остатки от образования MORB-подобных базальтов.

Над субдукционными зонами декомпрессионное плавление происходит в присутствии воды, поступающей из субдуцирующего слэба. Это: 1) понижает температуру солидуса и в результате может быть достигнута степень плавления бóльшая, чем обычно бывает при декомпрессионном плавлении в срединно-океанических хребтах [Mysen and Boettcher, 1975; Green and Falloon, 1998]; 2) уменьшает вклад клинопироксена в расплав, что приводит к его существованию в рестите при более высоких степенях плавления относительно безводного плавления [Gaetani and Grove, 1998; Ohtani et al., 1997; Bizimis et al., 2000]; 3) увеличивает вклад ортопироксена в расплав, что приводит к образованию богатых кремнием расплавов, характерных для конвергентных границ плит [Kushiro, 1972; 1974]; 4) приводит к инконгруэнтному плавлению с образованием оливина и хромшпинелида [Kushiro et al., 1968].

При водном плавлении, как и безводном, в перидотитах фиксируется закономерное изменение модального состава, сопряжённое с изменениями состава минералов и общей химии пород, например, наблюдаются положительные корреляции между Fo и $Cr\# Sp$, $Cr\# Orx$, $Cr\# Crx$; в ортопироксенах с уменьшением Al растут $Cr\#$ и $Mg\#$. Такие закономерности отмечаются в преддуговых перидотитах Torishima Идзу-Бонинской островной дуги и в мантийных перидотитах, ассоциирующихся с офиолитовыми комплексами Othris, Thetford Mines, New Caledonia, Lycian и Antalya. Поэтому присутствие определённых корреляционных связей состава минералов и пород в надсубдукционных перидотитах рассматривается как доказательство их образования в результате плавления в надсубдукционных зонах спрединга.

В экспериментальных работах по безводному плавлению фертильных перидотитов в широком диапазоне температур и давлений [Walter, 1998] показано, что главноэлементные составы реститов зависят от количества и состава расплавов, которые были отделены от мантийного субстрата при его плавлении. Составы надсубдукционных перидотитов не соответствуют

составам реститов, образующихся при безводном плавлении примитивной мантии. Они отличаются от абиссальных более высокими концентрациями SiO_2 , низким отношением MgO/SiO_2 , большими вариациями содержания FeO , как выше, так и ниже, чем в абиссальных, и более низкими содержаниями Al_2O_3 . Добавление H_2O во время плавления приводит к образованию расплавов с более низким содержанием MgO и более высоким – SiO_2 при одном и том же давлении [Hess, 1992; Ulmer, 2001]. Поэтому плавление в водных условиях не может объяснить появление низкого отношения MgO/SiO_2 в надсубдукционных перидотитах. Обогащение серпентинитов SiO_2 может быть следствием выноса MgO при серпентинизации, что приводит к появлению низких отношений MgO/SiO_2 в породах. Кроме того, увеличение концентрации SiO_2 в перидотитах может происходить в результате взаимодействия пород мантийного клина с субдукционными расплавами, которое приводит к росту содержания Opx в породах. Закономерная связь между содержанием SiO_2 в породах и присутствием фиксируемого по другим признакам взаимодействия с расплавом и видом такого взаимодействия отсутствует, поэтому повышенные концентрации SiO_2 в надсубдукционных перидотитах, по-видимому, в большей степени обусловлены выносом MgO и, возможно, привнесом SiO_2 в результате гидротермального процесса.

При одинаковых содержаниях MgO реститы, образовавшиеся при плавлении в гранатовой фации, имеют более высокие концентрации Yb , чем реститы, сформировавшиеся при плавлении в шпинелевой фации [Takazawa et al., 2000]. Проведённый анализ показал, что соотношение $\text{MgO}-\text{Yb}$ в большей части надсубдукционных перидотитов лучше согласуется с моделью плавления в присутствии гранатовой фазы. Это справедливо и для перидотитов абиссального типа, присутствующих совместно с надсубдукционными перидотитами в современных и палеоостроводужных системах. Судя по экспериментальным данным [Walter, 1998], начало безводного плавления в гранатовой фации ($P > 3 \text{ GPa}$) должно приводить к более низким концентрациям ΣFeO в реститах, что не наблюдается в надсубдукционных перидотитах. Gaetani and Grove [1998] оценили, что в присутствии воды гранат будет стабилен при давлениях на несколько сотен МПа ниже, чем при безводных условиях. Поэтому образование обеих групп перидотитов, по-видимому, происходило в водных условиях в присутствии граната при давлении $< 3 \text{ GPa}$.

3.2. Критерии взаимодействия перидотит - расплав в надсубдукционных зонах. Можно выделить петрографические, вещественные и геологические признаки широко проявленного в надсубдукционных зонах взаимодействия мантийный перидотит-расплав. Петрографические признаки взаимодействия – появление в перидотитах микроструктурных особенностей, не характерных для типичных метаморфических протогранулярной, порфирокластической и эквигранулярной структур мантийных перидотитов. Процесс взаимодействия с расплавом приводит к растворению одних минералов и кристаллизации из расплава других, что отражается в микроструктурах.

Взаимодействие приводит к изменению состава первичных минералов. Состав хромшпинелида оказывается очень чутким индикатором, позволяющим выявить процесс взаимодействия даже в серпентинитах, не сохраняющих первичных микроструктур и реликтов других первичных минералов. В процессе преобразования с островодужными расплавами в шпинелях возрастают содержание Ti, хромистость (рис. 2) и уменьшается её магнезиальность. В то же время взаимодействие с высококремниевыми (Сарамтинский массив) и MORB-подобными расплавами (Адацаг) может приводить и к уменьшению хромистости шпинели. По-видимому, это происходит при более высоком отношении порода/импрегнирующий расплав.

Процесс взаимодействия с расплавом фиксируется нарушением корреляционных взаимоотношений состава минералов и пород. Например, в надсубдукционных перидотитах Torishima наблюдается чёткая отрицательная корреляция между $Cr\#$ Sr и содержанием Yb в породах, что отражает образование в результате высоких степеней декомпрессионного плавления в надсубдукционных зонах спрединга. В надсубдукционных перидотитах, испытавших взаимодействие с расплавом, такая корреляция отсутствует. Обычно наблюдается более узкий диапазон вариации Yb и широкий – хромистости Sr с её максимальными значениями в дунитах.

Геологическим признаком взаимодействия является присутствие в перидотитах даек, которые могут рассматриваться как транспортные каналы просачивающихся расплавов. Присутствуют дайки двух типов.

При взаимодействии перидотитов с бонинитовыми расплавами ортопироксенитовые дайки мощностью до первых метров образуются на заключительной стадии, они располагаются среди наиболее преобразованных

пород – дунитов. Дайки этого типа изучены в перидотитах Эгийнгольского и Бурэктугольского массивов. Первичная минеральная ассоциация даек состоит из ортопироксена и подчинённых количеств шпинели, оливина, клинопироксена и первично-магматического амфибола – эденита. Оливины и ортопироксены характеризуются высокой магнезиальностью (0.901 и 0.886 соответственно), шпинель – высокой хромистостью (0.88). Это позволяет предполагать их кристаллизацию из бонинитового расплава. Распределение REE в клинопироксенах даек подобно распределению этих элементов в гарцбургитах массива, но характеризуется более низким уровнем концентраций (рис. 5). Расчет по коэффициентам распределения REE состава равновесного к клинопироксену расплава подтверждает возможность его кристаллизации из бонинитов.

В Хасуртинском массиве присутствуют дайки пироксенитов другого состава. Они имеют мощность до 10 м и зональное строение: по периферии – верлиты, в центре – клинопироксениты. Магнезиальность оливина (0.84), орто- и клинопироксенов (0.845 и 0.88 соответственно), хромистость шпинели (0.39-0.59) свидетельствуют о возможности образования этих пород из толеитов островных дуг. Редкоэлементные составы клинопироксенов равновесны с IAT (см. рис. 5).

Кроме того, в Нармандальском, Уригольском, Ургольском и Дээрлэггольском серпентинитовых меланжах присутствуют блоки верлитов, которые, по-видимому, кристаллизовались на границе мантия - кора.

Первичная минеральная ассоциация пироксенитов Нармандальского меланжа состояла из преобладающего клинопироксена и подчинённых количеств оливина, ортопироксена и шпинели. Магнезиальность ортопироксена и клинопироксена составляет 0.87 и 0.91 соответственно, шпинель имеет хромистость ~ 0.45 и содержание TiO_2 ~ 0.2 мас. %. Клинопироксен характеризуется низкими концентрациями Ti, Zr, REE (см. рис. 5) и обогащением Sr. Судя по не очень высокой хромистости шпинели и магнезиальности ортопироксена, низким содержаниям титана в минералах, составу рассчитанного по коэффициентам распределения равновесного к клинопироксену расплава, пироксениты могли кристаллизоваться из эволюционировавшего высококальциевого бонинитового расплава, присутствующего в меланже. Более ранняя кристаллизация клинопироксена по

сравнению с плагиоклазом характерна для кумулятивных пород островодужных вулканитов.

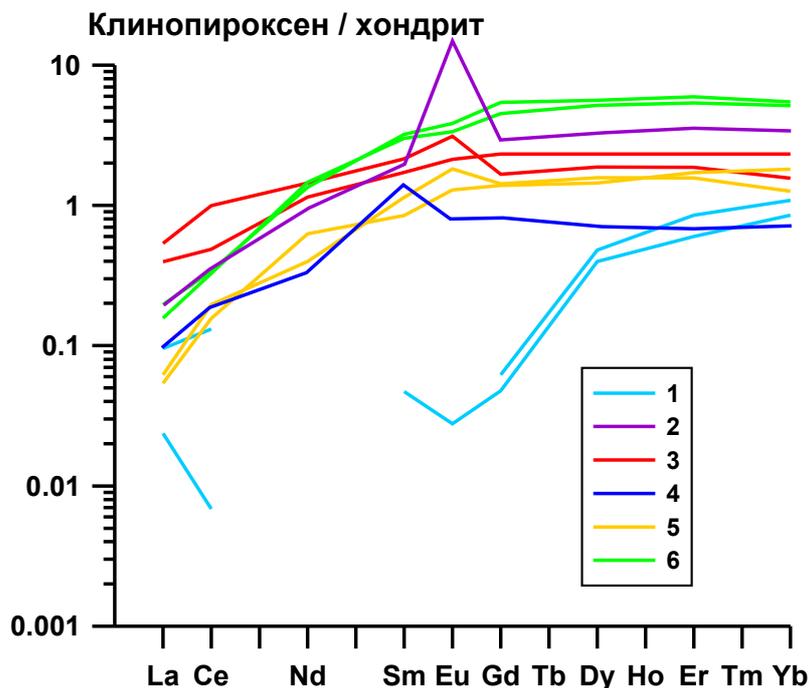


Рис. 5. Нормированное к хондриту распределение редкоземельных элементов в клинопироксенах пироксенитов Эгийнгольского (1), Нармандальского (2), Уригольского (3), Ургольского (4), Дээрлэггольского (5) меланжей и Хасуртинского (6) массивов.

ГЛАВА 4. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НАДСУБДУКЦИОННЫХ ПЕРИДОТИТОВ

Редкоземельные элементы являются несовместимыми для минералов реститовых перидотитов: оливина, ортопироксена, шпинели и клинопироксена. Для граната HREE являются совместимыми, а остальные редкие земли – несовместимыми. Клинопироксен и гранат содержат наибольшие концентрации REE, они являются первыми фазами, которые удаляются в расплав при плавлении. Поэтому с ростом степени плавления концентрации редкоземельных элементов в перидотитах должны уменьшаться.

Надсубдукционные перидотиты (рис. 6 В, Ж) характеризуются более низкими концентрациями HREE, чем абиссальные перидотиты (рис. 6 А, Д). Взаимодействие с расплавом, по-видимому, может приводить к уменьшению содержания HREE в породах. Конечным продуктом взаимодействия гарцбургитов с бонинитами являются дуниты.

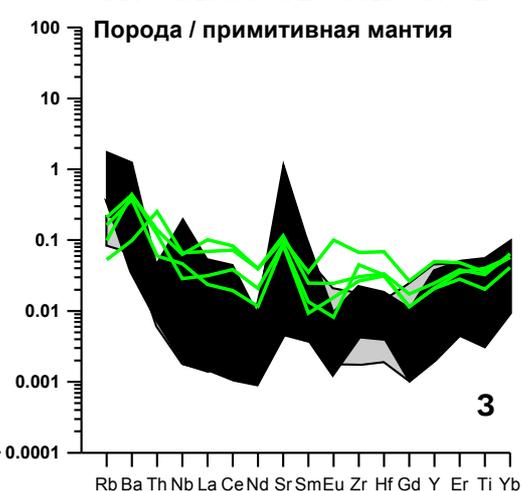
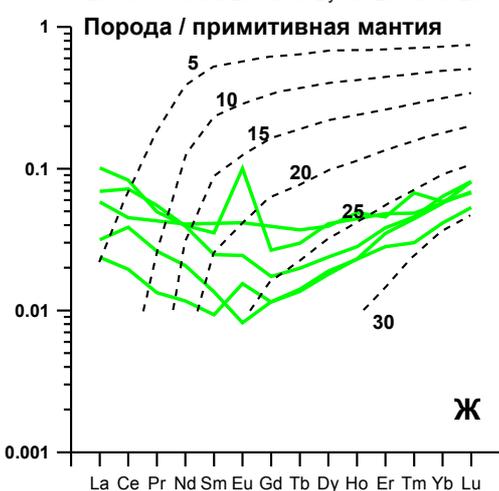
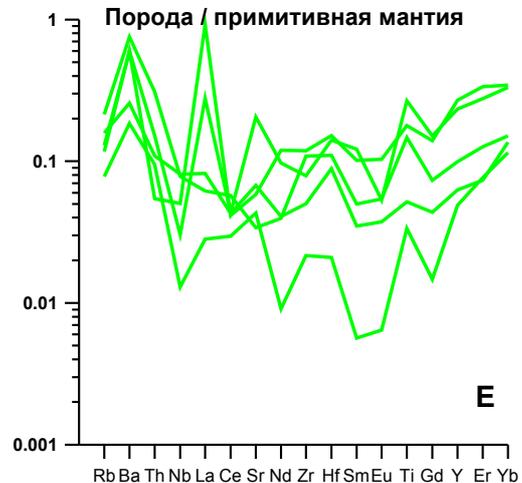
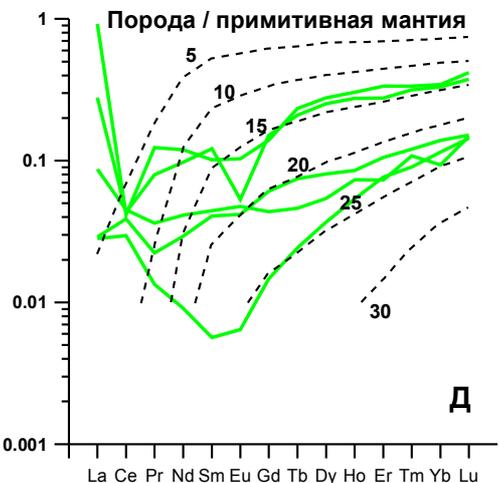
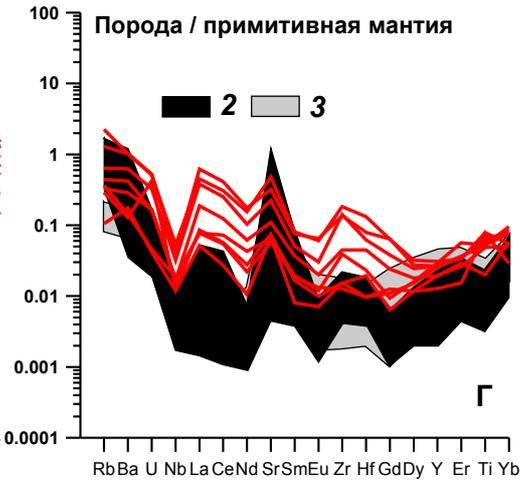
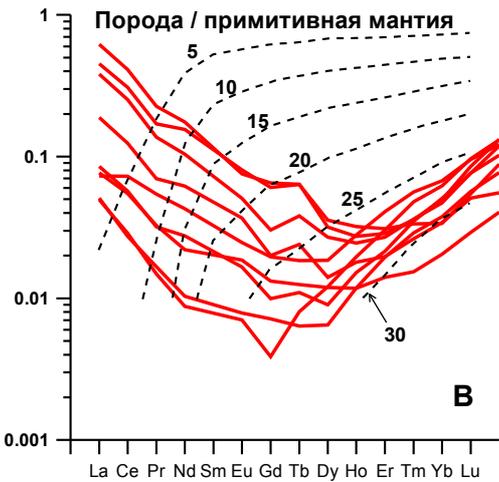
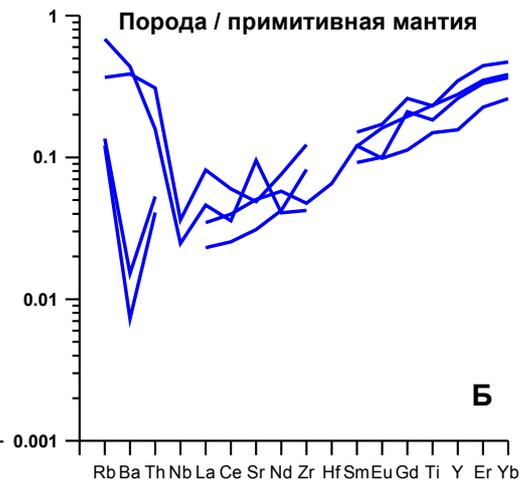
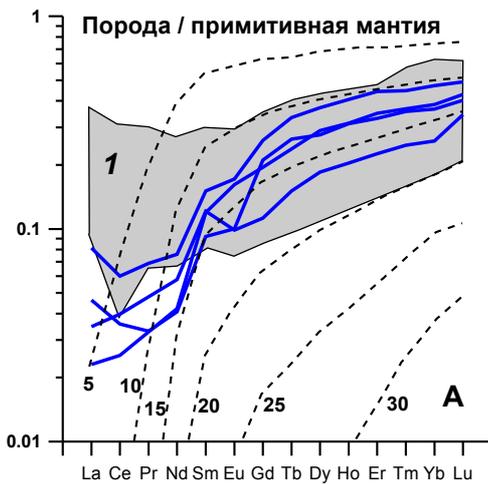


Рис. 6. Нормированное к примитивной мантии распределение REE и редких элементов в перидотитах Аригийнгольского (А-Б), Эгийнгольского (В-Г) массивов и Нармандальского меланжа (Д-З).

Поля: 1- абиссальные перидотиты, по [Niu, 2004]; 2- надсубдукционные перидотиты Conical, преобразованные бонинитовым расплавом, по [Parkinson et al., 1998]; 3- надсубдукционные перидотиты Torishima, образовавшиеся при декомпрессионном плавлении, по [Parkinson et al., 1998]. Пунктирные линии - кривые распределения REE в реститах, рассчитанные для модели фракционного плавления примитивной мантии в шпинелевой фации, по [Niu, 2004], цифры – степень плавления.

Дуниты массивов Conical, Torishima имеют нижний уровень концентраций HREE в гарцбургитах, дуниты South Sandwich, офиолитов Thetford Mines - более низкие концентрации Yb, чем гарцбургиты. Содержания LREE во всех надсубдукционных перидотитах выше, чем в реститах при безводном плавлении, причём концентрации LREE часто выше в перидотитах, для которых фиксируется процесс взаимодействия с расплавом. Можно также отметить, что перидотиты, образовавшиеся в результате декомпрессионного плавления в надсубдукционных зонах, имеют более пологую форму кривой распределения REE, в то время как перидотиты, подвергшиеся интенсивному преобразованию расплавом – V-образную (рис. 6 В). Одним из признаков плавления в присутствии воды считается появление положительной, реже отрицательной аномалии Eu [Barth et al., 2009].

Для сравнения элементов групп HFS, LIL с REE на спайдердиаграмме элементы обычно расположены справа налево в соответствии с уменьшением степени несовместимости, то есть с ростом общих коэффициентов распределения в системе перидотит - расплав. В реститовых перидотитах, образовавшихся при безводном плавлении мантийного вещества, на спайдердиаграмме должно быть закономерное уменьшение нормированных концентраций несовместимых элементов справа налево. Абиссальные перидотиты характеризуются близким к такому виду распределением редких элементов, исключение представляют повышенные концентрации сильно несовместимых элементов и Sr. Похожее кривые имеет меньшая часть перидотитов современных и палеоостроводужных систем, в том числе и среди изученных перидотитов Джидинской и Адацагской зон складчатого обрамления Сибирского кратона (рис. 6 Б, Е). Надсубдукционные перидотиты имеют U или V – образную кривую распределения редких элементов с более

высокими нормированными концентрациями сильно несовместимых элементов по сравнению с Yb. Часто присутствуют максимумы Sr, Zr-Hf, минимум Nb, знакопеременные аномалии Ti, причём они более системны и чётче выражены в перидотитах с признаками их преобразования расплавом (рис. 6 Г, 3).

При увеличении степени плавления в перидотитах происходит закономерное уменьшение концентраций Ti и Yb. В абиссальных перидотитах, образовавшихся в срединно-океанических хребтах, содержание этих элементов соответствует степеням плавления от 5 до 17 %, реже – 20 %. Надсубдукционные перидотиты характеризуются более низкими концентрациями Yb и Ti, что обусловлено более высокими степенями плавления (от ~17 до >>25 %). Перидотиты, комплементарные бонинитовым расплавам, имеют степени плавления в диапазоне от 20 до >>25 %. Перидотиты, испытавшие взаимодействие с островодужными расплавами, характеризуются диапазоном степени плавления от <20 % до ~25 %. В этих массивах часть пород имеет содержания Yb-Ti, соответствующие степеням плавления абиссальных перидотитов. Возможно, в эту группу попадают и перидотиты, комплементарные к IAT, поэтому имеющие более низкие степени плавления, чем комплементарные к бонинитам перидотиты.

В надсубдукционных перидотитах концентрации элементов групп LIL и LREE, а также Nb, Zr, Hf выше, чем можно было ожидать для их низких концентраций Yb в соответствии с продолжением тренда плавления абиссальных перидотитов. Rb, Sr и Ba являются очень подвижными элементами, на их бюджет в перидотитах большое воздействие оказывают поздние циркуляции водных растворов. L-MREE слабо растворимы во флюиде [Niu, 2004]. Относительное обогащение немобильными в водной среде элементами (Th, Nb, Zr и Hf) может быть отражением только мантийных процессов. Так как наблюдается систематическое обогащение немобильными в водной среде элементами, то в субдукционном компоненте расплав, по-видимому, преобладал над флюидом. К этому же выводу пришёл Kelemen, анализируя соотношения мобильных-немобильных элементов в островодужных примитивных лавах [Kelemen et al., 2007].

Обеднение островодужных лав элементами группы HFSE (для Nb-Ta и иногда для Ti, Zr и Hf) относительно других несовместимых элементов – хорошо известная, но не очень понятная особенность. Такое обеднение может быть обусловлено взаимодействием медленно просачивающихся расплавов с

деплементированными перидотитами мантийного клина [Kelemen et al., 1990]. Минералы перидотитов будут фракционировать Zr-Hf относительно REE, так как коэффициенты распределения HFSE в оливине, ортопироксене и шпинели выше, чем для редких земель. Чем большее количество расплава проходит через перидотиты, тем более сильное обогащение этими элементами должно быть в последних. Действительно, перидотиты, в которых фиксируется по ряду геохимических признаков процесс взаимодействия с расплавом, имеют хорошо выраженные положительные аномалии Zr-Hf. Появление аномалий Zr-Hf на мультиэлементных диаграммах для перидотитов не означает, что преобразующие расплавы обогащены этими элементами. В результате взаимодействия гарцбургитов с расплавом или при их плавлении в открытой системе с привносом вещества в породах происходит образование новых минеральных фаз, например, клинопироксена и амфибола. Это должно менять общие коэффициенты распределения некоторых элементов в породах и, соответственно, порядок элементов на спайдердиаграмме. В целом появление максимумов говорит о привносе элементов.

Таким образом, в Джидинской и Адацагской зонах присутствуют две группы перидотитов. Малочисленная первая (Аригийнгольский массив (рис. 6 А-Б), серпентиниты Цахирулинского участка офиолитов Адацага) имеют характеристики абиссальных перидотитов. Вторая группа имеет геохимические особенности надсубдукционных перидотитов. Часть этих пород имеет признаки взаимодействия с расплавом (Хасуртинский, Эгийнгольский и Бурэктугольский массивы, часть серпентинитов Нармандальского меланжа, Ургольский меланж), в других они отсутствуют. Следует отметить частую ассоциацию перидотитовых массивов с разной степенью плавления, например, Хасуртинский и Убур-Инкурский массивы, перидотиты Нармандальского (рис. 2, 6 Д, Ж) и Уригольского меланжей, серпентиниты Харахадукского и Цахирулинского участков Адацагского офиолитового комплекса. Перидотиты с более низкой степенью плавления имеют геохимические характеристики абиссальных перидотитов, на которые часто накладывается влияние взаимодействия с островодужными расплавами (рис. 6 Е). Они могут представлять собой остатки разных стадий последовательного плавления в надсубдукционной зоне с образованием базальтов, подобных N-MORB, IAT и бонинитов.

ГЛАВА 5. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРАТОННЫХ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ: КСЕНОЛИТЫ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ

Перidotитовые ксенолиты кимберлитовой трубки Удачная привлекают пристальное внимание исследователей. Было опубликовано много работ [Boyd et al., 1998; Шимицу и др., 1998; Ionov et al., 2011; и многие другие]. Интерес вызван уникальностью пород, выгодно отличающей их от всех других мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок Мира, а именно, удивительно слабой степенью их серпентинизации. Несмотря на хорошую изученность, остаётся ещё много неясного в связи с многообразием процессов, сформировавших кратонную мантию.

5.1. Геологическое положение. Трубка Удачная входит в состав Далдынского кимберлитового поля [Харькив и др., 1998], расположенного в центральной части Сибирской платформы. Возраст внедрения кимберлитов датирован методом SHRIMP как среднедевонский ~ 360 млн. лет [Кинни и др., 1997].

Перidotитовые ксенолиты кимберлитов по структурным особенностям традиционно подразделяются на два типа - равномернозернистые и деформированные. Равномернозернистые перidotиты характеризуются более низкими значениями равновесных температур и давлений и представляют собой верхнюю часть разреза литосферной мантии под древними кратонами. Среди них выделяются два подтипа: низко- (до 880°C) и среднетемпературные (880°C-1100°C). Равномернозернистые перidotиты представлены шпинелевыми и гранатовыми парагенезисами.

Самые древние возрасты минимального деплетирования Re в низкотемпературных перidotитах являются среднеархейскими (3.1 - 3.2 Ga) и демонстрируют древнее образование литосферной мантии под Сибирским кратоном [Pearson et al., 1995]. Этот возраст сопоставим с древнейшими возрастными породами Анабарского и Алданского щитов [Розен и др., 2000], что предполагает синхронную стабилизацию коры и литосферной мантии. Высокотемпературные перidotиты, по изотопным данным осмия, могли образоваться в то же время, что и низкотемпературные перidotиты, но в дальнейшем были значительно обогащены несовместимыми элементами и Re-фильтрующими расплавами.

5.2. Петрография. Перидотиты имеют микроструктурные особенности, обусловленные их взаимодействием с расплавами: прорастания шпинели с клинопироксеном, ортопироксеном и оливином как в межзерновых пространствах, так и внутри мелких зёрен оливина; новообразованный оливин, “затекающий” в ортопироксен или с нехарактерной для него формой в виде длинных узких полос между зёрнами ортопироксена; крупные зёрна граната и клинопироксена, по размеру сопоставимые с зёрнами оливина и ортопироксена; включения мелких зёрен оливина, ортопироксена, флогопита, кальцита, содалита, монтichelлита, хромшпинелида в краевых частях неоднородного клинопироксена; включения мелких зёрен силикатных минералов в более крупных зёрнах; зоны повышенной железистости оливина с нехарактерными для перидотитов аксессуарными минералами, фиксирующие пути проникновения расплава. Следует отметить, что, процесс взаимодействия нарастает сверху вниз по разрезу литосферной мантии в районе кимберлитовой трубки Удачная, что отражается в росте среднего модального содержания граната и клинопироксена в породах. Хотя, по-видимому, по всему разрезу в мантии присутствуют локальные участки, обогащённые гранатом и клинопироксеном. Процессы взаимодействия с расплавами, по-видимому, были многократными, и состав расплава менялся.

5.3. Состав пород. Хорошо известно, что зернистые перидотиты имеют высокую магнезиальность оливина (0.915 - 0.931) и повышенное относительно возможных составов реститов количество ортопироксена. Деформированные перидотиты характеризуются более низкой магнезиальностью оливина (0.888 - 0.914), по этому параметру и модальному составу они подобны абиссальным перидотитам срединно-океанических хребтов.

Перидотиты из кимберлитовой тр. Удачная по сравнению с примитивной мантией обеднены FeO, Al₂O₃, CaO и обогащены MgO, что дало основание считать их реститами. В то же время составы зернистых перидотитов не соответствуют расчётным реститовым составам, то есть они не могли образоваться в результате только процесса частичного плавления. В породах наблюдается повышенное содержание SiO₂ и отрицательная корреляция SiO₂ - FeO, что отражает дополнительное образование ортопироксена, по-видимому, за счёт взаимодействия с расплавами, что отмечалось многими исследователями [Boyd et., 1997; Kelemen et al., 1998]. В деформированных перидотитах не наблюдается сильного обогащения SiO₂ и их составы хорошо

согласуются с трендом плавления от 30 кбар. Среди кратонных перидотитов значительна доля пород с высокими содержаниями Al_2O_3 и низкими - MgO , приближающимися к составу примитивной мантии.

Кривые распределения редких элементов в перидотитах тр. Удачная не имеют характерного для абиссальных реститовых перидотитов пологого наклона даже в правой части диаграммы, наблюдается закономерное увеличение нормированных концентраций элементов с уменьшением их коэффициентов распределения. Корреляции между содержаниями редких и петрогенных элементов отсутствуют. Деформированные и зернистые перидотиты не отличаются по спектрам распределения и уровню концентраций редких элементов. Таким образом, кратонные перидотиты деплетированы петрогенными элементами - CaO и Al_2O_3 и в то же время обогащены практически всеми редкими элементами относительно реститовых составов.

5.4. Редкоэлементный состав граната и клинопироксена. В гранатах наблюдается три основных типа распределения REE. «Деплетированный» тип характеризуется отношением $La/Yb_N < 1$, крутым уменьшением концентраций элементов от Yb_N до Gd_N-Sm_N и далее ростом $LREE_N$. Концентрации Yb в 0.7-8 раз превышают содержания в хондрите C1. Уровень концентраций $LREE$ не коррелирует с содержанием Yb . «Деплетированный» тип распределения встречается в гранатах низко- и среднетемпературных перидотитов. Для «синусоидального» типа характерно отношение $La/Yb_N < 1$ и относительное обогащение Nd_N-Gd_N . Он встречается в меньшей части гранатов низкотемпературных, более широко распространён в гранатах среднетемпературных и редко встречается в гранатах высокотемпературных перидотитов. Для «нормального» типа характерно обеднение $LREE$, последовательный рост нормированных концентраций вначале крутой от La до Sm , затем более пологий до Yb . Содержание Yb в 7-30 раз превышает его концентрацию в хондрите C1. Этот тип распределения REE не встречается в низкотемпературных гранатах, появляется у небольшой части образцов среднетемпературных перидотитов и преобладает в высокотемпературных гранатах. Гранаты часто неоднородны по содержанию петрогенных элементов. В некоторых гранатах неоднородность состава не сопровождается изменением содержания REE, что, по-видимому, обусловлено диффузией, связанной с изменением температуры. В других от центра к краю зерна наблюдается смена «деплетированного» спектра REE на «нормальный». Сверху вниз в мантийном

разреze под кимберлитовой трубкой Удачная в гранатах происходит смена «деплетированного» спектра REE через «синусоидальный» на «нормальный», что сопровождается ростом содержаний элементов группы HFS, Yb, Y и уменьшением концентрации Cr₂O₃.

Можно выделить два основных типа распределения REE в клинопироксенах. Первый характеризуется уменьшением нормированных концентраций HREE от Yb и далее ростом к La с отношением La/Yb_N обычно >1. Такой спектр имеют клинопироксены шпинелевых, низко- и среднетемпературных перидотитов с «деплетированным» типом распределения REE в гранатах. В образцах с «синусоидальным» и «нормальным» распределением REE в гранатах клинопироксен характеризуется последовательным увеличением концентраций REE от Yb к La. По соотношению Ti-Yb клинопироксены зернистых гранатовых перидотитов с «деплетированным» типом распределения REE в гранатах похожи на Crх надсубдукционных перидотитов. Часть из них имеют даже более низкие концентрации Ti и Yb, что отражает ещё более деплетированный состав пород. Такой же уровень концентраций имеют клинопироксены гарцбургитов Сарамтинского массива, которые образуются в результате взаимодействия протолитов с высококремниевыми расплавами. Клинопироксены зернистых и деформированных гранатовых перидотитов с «синусоидальным» и «нормальным» распределением REE в гранатах характеризуются более высокими концентрациями Ti и Yb, но точки их составов лежат в стороне от «тренда плавления» абиссальных перидотитов, что доказывает их не реститовый генезис. Петрографические наблюдения подтверждают кристаллизацию клинопироксена из расплава во всех типах перидотитов тр. Удачная.

5.5. Образование кратонных перидотитов. Гранаты с содержанием хрома >4 мас. % не могут образоваться в результате кристаллизации из ультраосновного расплава или частичного плавления перидотитов, равновесных с ультраосновным расплавом. Это следует из содержания хрома в расплаве и K_{Dcr} для граната [Tronnes et al., 1992; Putirka, 1998] и подтверждено экспериментальными работами [Canil and Wei, 1992; Walter, 1998]. Кроме того, в гранатах такого генезиса следует ожидать положительную корреляцию между совместимыми элементами - хромом и иттербием, что не наблюдается ни в одной из рассматриваемых групп пород. Формирование высокохромистого

граната, вероятно, могло происходить в соответствии с реакцией: ортопироксен +шпинель → гранат+оливин [Stachel et.al., 1998]. Тогда гранат наследует хром от шпинели, которая имеет высокий коэффициент распределения хрома, а Yb - от ортопироксена, для которого это - несовместимый элемент. Это объясняет наблюдаемые отрицательные корреляции между хромом и иттербием в гранатах зернистых перидотитов с «деплетированным» типом распределения REE, который также наследуется от ортопироксена. Присутствие высокохромистых гранатов во всех типах перидотитов свидетельствует о том, что для всех них протолитом были породы оливин-ортопироксен-шпинелевого состава. Большая часть пород, по-видимому, представляет собой реститы, так как минералы имеют «мантийные» изотопные отношения кислорода. В работе [Burgess et al., 2004] было показано, что «нормальный» тип распределения REE в гранатах деформированных перидотитов появляется в результате их взаимодействия с просачивающимися снизу астеносферными расплавами. Этот процесс приводит к изменению и состава петрогенных элементов, в частности, к снижению в гранатах хрома. Часть гранатов деформированных перидотитов геохимически подобна гранатам мегакристной ассоциации, кристаллизующейся из этих расплавов. «Синусоидальное» распределение REE в гранатах выше расположенных пород может быть обусловлено либо взаимодействием с эволюционировавшими астеносферными расплавами [Burgess et al., 2004], либо отражать диффузионный характер взаимодействия с расплавами. Влияние астеносферных расплавов значительно на глубинах, соответствующих интервалу давлений ~4.8-6 GPa. Здесь широко развиты зернистые перидотиты с большим количеством явно кристаллизовавшихся из расплава гранатов и клинопироксенов и оливиновые гранатовые пироксениты. Их гранаты имеют «нормальное» распределение REE. Эти породы не могут быть субдущированными кумулятивными членами океанической коры, так как их минералы характеризуются «мантийными» изотопными отношениями кислорода.

В малоглубинных зернистых перидотитах с «деплетированным» спектром REE влияние астеносферных расплавов, очевидно, минимально или совсем отсутствует. Тем не менее, в этих породах присутствуют клинопироксены, петрографические и геохимические особенности которых указывают на их кристаллизацию из расплава. Для этих пород характерно также повышенное количество ортопироксена, что свидетельствует об их

преобразовании высококремниевыми расплавами в соответствии с реакцией $Ol + L_1 \rightarrow Opx + L_2$. Этот процесс детально изучен в гарцбургитах Сарамтинского массива, которые по составу, возрасту и, по-видимому, условиям и механизмам формирования подобны зернистым перидотитам.

Высокая магнезиальность оливина в зернистых шпинелевых и гранатовых перидотитах предполагает высокие степени плавления и комплементарность к коматиитам Munro-типа. При таких степенях плавления в шпинелевой фации должна быть очень высокохромистая шпинель. В шпинелевых перидотитах хромистость шпинели низкая для магнезиальности оливина 0.928 - 0.930. Это может быть обусловлено началом плавления в гранатовой фации. В то же время для образования высокохромистых гранатов необходима шпинель в протолите. Поэтому оптимальным представляется начало плавления при давлении ~ 4 GPa. Если архейская мантия имела более высокие температуры, чем современная, то оно могло происходить в спрединговых центрах, как в современных океанах [Keleman et al., 1998]. Arndt [Arndt et al., 2009] считает, что более вероятным является плавление в горячих мантийных плюмах, которые подходят к основанию океанического плато или обычной океанической литосферы. Формирование континентальной коры в архее, как и в фанерозое, проходило в субдукционных зонах на окраинах растущего континента, поэтому некоторые исследователи [Pearson and Wittig, 2008] предполагают, что образование кратонных перидотитов могло проходить в надсубдукционных зонах. В любом случае при формировании кратонов океаническая литосферная мантия должна была взаимодействовать с высококремниевыми расплавами в надсубдукционных зонах, что и привело к обогащению пород ортопироксеном и появлению клинопироксена. При погружении пород из ортопироксена и шпинели образовался гранат.

Деформированные перидотиты характеризуются низкой магнезиальностью оливина. Они могли образоваться при плавлении в шпинелевой фации в зонах спрединга срединно-океанических хребтов. В этих породах фиксируется существенное влияние астеносферных расплавов, что скрывает следы взаимодействия с островодужными расплавами, которое должны были испытать перидотиты при попадании в надсубдукционную зону.

Таким образом, кратонная литосферная мантия формировалась как океаническая, а затем подверглась рефертилизации сначала в надсубдукционных зонах, затем астеносферными расплавами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведённое исследование и обобщение имеющейся геологической, геохимической и петрологической информации о надсубдукционных перидотитах позволило установить, что два процесса ответственны за их формирование. Один из них - декомпрессионное плавление астеносферной мантии в надсубдукционных зонах спрединга. Присутствие воды обеспечивает более высокие степени плавления, которые не реализуются в зонах спрединга срединно-океанических хребтов. Последовательное плавление приводит к формированию реститов в начале с геохимическими характеристиками абиссальных, затем – надсубдукционных перидотитов. Комплементарными к ним являются базальты, подобные N-MORB, IAT и бониниты. Второй процесс – взаимодействие надсубдукционной литосферной мантии с просачивающимися через неё расплавами, образующимися при частичном плавлении метаосадков и metabазальтов субдуцирующей океанической коры. Выявлены геологические и геохимические признаки этого взаимодействия. На ранних стадиях развития островных дуг взаимодействие с бонинитами приводит к формированию дунитов с ортопироксенитовыми дайками, на поздних – к уменьшению деплетированности гарцбургитов. В результате обоих процессов образуются специфические геохимические характеристики надсубдукционных перидотитов, отличающие их от абиссальных перидотитов срединно-океанических хребтов.

Таким образом, в надсубдукционных зонах происходит формирование особого типа океанической литосферной мантии и начинается процесс её превращения в кратонную.

Список основных публикаций по теме диссертации:

1. Глазунов О.М., Горнова М.А., Татаринев А.В. Гранатовые пироксениты Восточного Саяна // Геология и геофизика. – 1984. – № 7. – С. 74 - 84.
2. Горнова М.А., Глазунов О.М. Мантийные перидотиты и пироксениты Сарамтинского массива в докембрийском гранулит-гнейсовом комплексе Шарыжалгая // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 7. – С. 1003 - 1015
3. Gornova M.A., Petrova Z.I. Mantle peridotites of granulite-gneiss complex as fragments of Archean (?) ophiolites (Baikal region) // *Ofioliti*. – 1999. – V. 24. – N 2. – P. 223 - 240.

4. Соловьёва Л.В., Горнова М.А., Ложкин В.И. Редкие земли в ксенолитах пироксенитов и базитовых гранулитов из кимберлитовых трубок Удачная и Обнажённая, Якутия // ДАН. – 2000. – Т. 373. – № 4. – С.532 - 535.
5. Горнова М.А., Цыпуков М.Ю., Сандимирова Г.П., Смирнова Е.В. Плавление докембрийской мантии: геохимический анализ реститовых перидотитов периферийных блоков Сибирской платформы // ДАН. – 2001. – Т. 378. – № 3. – С. 383 - 386.
6. Соловьёва Л.В., Горнова М.А. Геохимические прототипы базитовых гранулитов из кимберлитов Якутии // ДАН. – 2001. – Т. 376. – № 6. – С. 804 – 806.
7. Горнова М.А., Цыпуков М.Ю. Формирование докембрийской литосферной мантии окраины Сибирской платформы // Проблемы геологии континентов и океанов. – Магадан: Изд-во “Кордис”. – 2001. – С. 126 - 139.
8. Соловьёва Л.В., Горнова М.А., Маркова Е.М., Ложкин В.И. Геохимическая идентификация гранулитов из ксенолитов в кимберлитах Якутии // Геохимия. – 2004. – № 3. – С. 270 - 287.
9. Соловьёва Л.В., Горнова М.А., Егоров К.Н., Смирнова Е.В. Распределение REE и HFSE в породах и минералах из ксенолитов зернистых перидотитов в кимберлитовой трубке Удачная // ДАН. – 2004. - Т. 395. - № 6. - С. 812 -817.
10. Горнова М.А., Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Медведев А.Я., Томуртогоо О. Адацагский офиолитовый комплекс (Северное Гоби, Монголия) – фрагмент палеоостроводужной системы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН. – 2004. – С. 98 - 101.
11. Gornova M.A., Gordienko I.V., Kuzmin M.I., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya., Tomurtogoo O., Tomurhuu D. Peridotites of Dzida zone of the Paleo-Asisan ocean: geochemistry and petrology // Structural and Tectonic Correlation across the Orogenic Collage: Implication for Continental Growth and Intracontinental Deformation. Ulaanbaatar. – 2006. – P. 54 - 56.
12. Горнова М.А., Полозов А.Г., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А. Перидотиты кимберлитовой трубки Удачная: “немантийные” изотопные отношения кислорода в гранатах // ДАН. - 2007. - Т. 415. - № 1. - С. 91 - 95.
13. 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 - 140.
14. Медведев А.Я., Булгатов А.Н., Горнова М.А., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И. Метавулканыты Кыранского блока (Восточное Забайкалье) // Литосфера. – 2007. – № 1. – С. 138 - 146.
15. Костровицкий С.И., Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Соловьёва Л.В., Горнова М.А. О происхождении мегакристов граната из кимберлитов // ДАН. – 2008. – Т. 420. – № 2. – С. 225 - 231.
16. Горнова М.А., Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Альмухамедов А.И. Особенности состава надсубдукционных перидотитов на примере Эгийнгольского массива // ДАН. – 2008. – Т. 420. – № 5. – С. 669 - 673.
17. Медведев А.Я., Гордиенко И.В., Горнова М.А., Альмухамедов А.И. Геохимические особенности метавулканитов южного Прихубсугуля (Северная Монголия) как индикатор геодинамических условий образования // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 4. – С. 325 - 334.
18. Kamenetsky V.S., Maas R., Kamenetsky M.B., Paton Ch., Phillips D., Golovin A.V., Gornova M.A. Mantle origin of magmatic chlorides in the Udachnaya-East kimberlite, Siberia // Earth and Planetary Science Letters. – 2009. – V. 285. – P. 96 - 104.
19. Горнова М.А., Медведев А.Я., Беляев В.А. Рефертилизация реститовых перидотитов Джидинской зоны и Адацага (ЦАСП) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 7. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. – В двух томах. – Т. 1. – С. 78 - 80.
20. 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 бонинитовыми расплавами // Литосфера. – 2010. – № 5. – С. 20 - 36.
21. Горнова М.А. Геохимические особенности перидотитов надсубдукционных зон: процессы плавления и взаимодействия с расплавом // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. – Владивосток: Дальнаука, 2011. – С. 198-201.