

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

На правах рукописи

КАРИМОВ АНАС АЛЕКСАНДРОВИЧ

ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ПИРОКСЕНИТОВЫХ ЖИЛ В  
НАДСУБДУКЦИОННЫХ ПЕРИДОТИТАХ ЭГИЙНГОЛЬСКОГО МАССИВА  
(СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ).

25.00.09 – геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:  
доктор геолого-минералогических наук  
Горнова Марина Аркадьевна

Иркутск – 2021

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
Глава 1. Пироксениты в мантии (литературный обзор).....	10
1.1. Модели формирования пироксенитов.....	10
1.2. Экспериментальные работы.....	12
Глава 2. Характеристика объекта исследований.....	18
2.1. Геологический очерк Джидинской зоны.....	18
2.2. История изучения и строение Эгийнгольского массива.....	21
Глава 3. Методы исследования.....	26
Глава 4. Петрографическая характеристика пород.....	32
4.1. Серпентинизированные гарцбургиты.....	33
4.2. Пироксенитовые жилы.....	38
4.3. Хромитовое оруденение.....	49
4.4. Вторичные минералы.....	51
Глава 5. Состав минералов.....	56
5.1. Хромшпинелиды.....	59
5.2. Оливин.....	74
5.3. Ортопироксен и клинопироксен.....	80
5.4. Эволюция состава минералов в обнажениях пород.....	89
5.5. Метаморфические преобразования пород.....	97
Глава 6. Геохимия пород и минералов.....	105
6.1. Главные элементы.....	105
6.2. Редкие элементы.....	112
6.3. Редкоэлементный состав минералов.....	125
6.4. Элементы платиновой группы, изотопная систематика Os и O.....	135
Глава 7. Интерпретация состава микровключений в хромшпинелидах пироксенитовых жил..	151
7.1. Результаты экспериментов.....	152
7.2. Оценки температуры и давления образования пироксенитовых жил.....	163
Глава 8. Механизм образования пироксенитовых жил Эгийнгольского массива.....	167
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	175
Список литературы.....	177

### Список терминов и сокращений

#### Минералы:

Am (Tr, Act, Mg-Hbl) – амфибол (тремолит, актинолит, магнезиальная роговая обманка).

Cb (Cal, Dol, Mgs) – карбонат (кальцит, доломит, магнезит).

Chl – хлорит.

Chr (Al-Chr) – хромит (алюмохромит).

Срх (Di) – клинопироксен (диопсид).

Grt – гранат.

Lrt – лаурит.

Mag (Cr-Mag) – магнетит (хроммагнетит).

Mlr – миллерит.

Ol (Fo, Fa) – оливин (форстерит, фаялит).

Orx (Wo, En, Fs) – ортопироксен (воластонит, энстатит, ферросилит).

Q – кварц.

Spl – шпинель (алюмохромит, хромшпинель, хромшпинелид).

Srp (CtI) – серпентин (хризотил).

Tlc – тальк.

#### Породы:

Вон – бонинит

Chrt – хромитит

Hз – гарцбургит

Orxt – ортопироксенит

Pxt – пироксенит

Web – вебстерит

#### Термины:

БСОХ – базальты срединно-океанических хребтов.

СОХ – срединно-океанический хребет.

МПГ – минералы платиновой группы.

PВ – расплавные включения.

Cr# – хромистость ( $Cr\# = Cr / (Cr + Al)$ ) в формульных единицах.

DM – деплетированная мантия.

FME – флюидомобильные элементы.

HFSE – высокозарядные элементы.

HSE – высоко сидерофильные элементы.

IAT – островодужные толеиты.

Kd – коэффициент распределения.

LILE – крупно-ионные литофильные элементы.

Mg# – магнезиальность ( $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ ) в формульных единицах.

MORB (N-MORB) – базальты срединно-океанических хребтов (нормальные базальты срединно-океанических хребтов)

PGE (PPGE, IPGE) – элементы платиновой группы (платиновая подгруппа, иридиевая подгруппа).

PM (PUM) – примитивная мантия (примитивная верхняя мантия).

REE (HREE, MREE, LREE) – редкоземельные элементы (тяжелые, средние, легкие).

SSZ (SSZP) – надсубдукционная зона (перидотиты надсубдукционной зоны).

## ВВЕДЕНИЕ

### Актуальность проблемы

Долго считалось, что мантия является изотермически и геохимически однородным резервуаром и не вариативна как по латерали, так и по вертикали [Zindler et al., 1984]. Становится все более очевидным, что мантия неоднородна по всем параметрам и во всем своем масштабе. Это проявляется в сейсмической анизотропии [Castellanos et al., 2020; Long, Becker, 2010], вариаций в минералогическом [Niu et al., 2002; Salters, Dick, 2002], вещественном [Korenaga, Kelemen, 2000] и изотопно-геохимическом [Anderson, Anderson, 2007; Hofmann, 2007] составе мантийных пород. Объяснение причин и механизмов формирования такой неоднородности представляется одной из главнейших задач современной геохимии и петрологии, полученные таким образом новые знания непременно расширят наши представления о геодинамике мантии и взаимодействии в различных оболочках Земли. На сегодняшний день есть устоявшееся представление, что деплетированная мантия (DM) возникла как рестит в результате экстрагирования вещества континентальной коры из примитивной мантии (PM), а обогащенные мантийные резервуары (EM-I, EM-II, HIMU) возникли в результате возврата в мантию (рециклинга) пород земной коры в процессе субдукции. Считается, что каждый резервуар однороден по изотопно-геохимическому составу, а неоднородность магматических пород достигается в результате смешения данных резервуаров.

В последние годы появилось много информации о составе перидотитов литосферной мантии, которая не может быть объяснена в рамках простой модели частичного плавления астеносферного вещества [Tamura, Arai, 2006; Ulrich et al., 2010; Uysal et al., 2009; Uysal et al., 2014]. Это привело к появлению гипотезы взаимодействия перидотитов верхней мантии с поднимающимися к поверхности расплавами. Под срединно-океаническими хребтами основная тенденция взаимодействия заключается в образовании оливина за счет ортопироксена перидотитов и формировании дунитов – транспортных каналов MORB. В верхах литосферной мантии в результате насыщения расплавов кремнием может происходить и образование ортопироксена за счет оливина и формирование ортопироксенитов [Kelemen et al., 1992; Kelemen et al., 1997; Kelemen, 1990]. В зонах субдукции, где происходит погружение одной литосферной плиты под другую, образуются надсубдукционные перидотиты (supra-subduction zone peridotite) [Pearce et al., 1984], которые отличаются от абиссальных геохимическими особенностями и условиями плавления [Gaetani, Grove, 1998; Ishii et al., 1992; Parkinson, Pearce, 1998; Wood, Blundy, 2002]. Широкий спектр расплавов, формирующихся в зонах субдукции, их миграция и взаимодействие с надсубдукционными перидотитами приводит к изменению состава перидотитов и возникновению и дунитов, и пироксенитов. Дуниты замещения описаны и среди

преддуговых надсубдукционных перидотитов современных островных дуг, например, Torishima и Conical [Pearce et al., 2000], а новообразованные ортопироксены – в перидотитовых ксенолитах из щелочных базальтов вулканов Ирая [Arai, 2004], Авачинского [Arai et al., 2003; Ionov, 2010], Тубаф и Эдисон [Grégoire, 2001] современных островных дуг, а также в офиолитовых комплексах – например Оман [Tamura, Arai, 2006]. В офиолитах надсубдукционного типа присутствие ассоциации гарцбургиты + дуниты + хромититы + ортопироксенитовые жилы является индикатором магматической модификации мантии, обусловленной бонинитовыми и островодужными толеитовыми магмами, а пироксенитовые жилы, по-видимому, отражают пути миграции островодужных расплавов [Савельева et al., 2008; Aldanmaz et al., 2009; Batanova et al., 2011; Marchesi et al., 2013; Morishita et al., 2011; Pagé et al., 2008; Ulrich et al., 2010]. Хотя принципиальные реакции взаимодействия мантия – расплав просты и известны, изучение пироксенитовых жил мантийных секций надсубдукционных офиолитов может дать информацию о механизмах, последовательности и масштабах вещественного преобразования мантии надсубдукционной зоны и, кроме того, позволит реконструировать составы преобразующих расплавов. В последнее время к проблеме генезиса пироксенитовых тел в мантийных перидотитах приковано внимание большого числа исследователей [Белоусов et al., 2009; Леднева et al., 2017; Леднева et al., 2018; Batanova et al., 2011; Belousov et al., 2021; Bodinier et al., 2008; Borghini et al., 2013; Borghini et al., 2020; Eslami et al., 2021; Hauri, 1996; Hirschmann, Stolper, 1996; Hofmann, 2007; Laukert et al., 2014; Ootes et al., 2020; Rogkala et al., 2017; Sobolev et al., 2005; Varas-Reus et al., 2018; Xu et al., 2021] и мн. др.

Объектом исследования в данной работе является Эгийнгольский перидотитовый массив (Северная Монголия), расположенный в островодужном структурно-вещественном комплексе Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса. В настоящее время установлено покровно-складчатое строение Джидинской зоны [Альмухамедов et al., 1996]. По данным U-Pb датирования цирконов из габброидов было установлено, что они формировались 560-570 млн. лет назад во время островодужного этапа развития [Гордиенко et al., 2015]. Серпентинизированные перидотиты западной части массива имеют минералого-геохимические особенности надсубдукционных перидотитов [Горнова et al., 2008; Горнова et al., 2010]. При полевых работах 2011 и 2013 гг в юго-восточной хорошо обнаженной части массива нами были обнаружены хромититы [Каримов et al., 2017] и многочисленные рои жил пироксенитов [Каримов et al., 2017; Каримов et al., 2020], которые варьируют по мощности и составу. Эти находки согласуются с надсубдукционной природой массива и позволяют детально изучить процесс модификации надсубдукционной литосферной мантии просачивающимися островодужными расплавами.

### **Цель и задачи работы**

Основная цель работы заключается в реконструкции условий взаимодействия надсубдукционных перидотитов с просачивающимися расплавами, а также установлении генетических особенностей формирования пироксенитовых жил в этих условиях, на основе выявления петрографических, минералогических и геохимических характеристик пироксенитов и вмещающих их перидотитов Эгийнгольского массива.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Установить геологические взаимоотношения пироксенитовых жил и вмещающих перидотитов.
2. Провести петрографическую типизацию пород массива.
3. Изучить минералого-геохимические особенности образцов контактов перидотит-пироксенит.
4. Провести обобщение полученных результатов исследования и сопоставление с литературными данными по данной проблеме.

### **Фактический материал и методы исследования**

В основу работы положен материал, отобранный автором совместно с М.А. Горновой, А.Я. Медведевым и В.А. Беляевым в ходе полевых работ 2011 и 2013 гг. Коллекция из ~100 образцов была отобрана по 30 геологическим обнажениям, представляющих собой контакт перидотит – пироксенитовая жила. Петрографические особенности пород изучались на поляризационном микроскопе Olympus BX51. Определение содержаний петрогенных элементов проводилось методом РФА на многоканальном спектрометре СРМ-25, Cr и Ni – методом атомной абсорбции на спектрометре 503 Analyst 800 (Perkin-Elmer). Содержания редких элементов (55 анализов) определялись методом ICP-MS на масс-спектрометре Element 2 (Thermo Finnigan). Состав минералов (~ 2500 анализов) исследовался на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA-8200. Диагностирование группы минералов серпентина (11 анализов) методом дифракционного анализа на дифрактометре Bruker D8 Advance. Перечисленные аналитические работы выполнены в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

Определение содержаний редких элементов в клинопироксенах (60 анализов) проведено методом SIMS на вторично-ионном микрозонде Cameca IMS-4F в ЯФ ФТИАН РАН (Ярославль); аналитические работы выполнены на оборудовании Центра коллективного пользования «Диагностика микро- и наноструктур» при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации. Содержания элементов платиновой группы в породах Эгийнгола (20 анализов) определены методом изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием (Element 2 (Thermo Finnigan)) в ИГМ СО РАН (Новосибирск) и часть работ по

определению состава ЭПГ в породах, а также изотопного состава Re-Os была выполнена методом N-TIMS на масс-спектрометре Thermo Scientific Triton в Институте геологии и геофизики, Пекин (Institute of Geology and Geophysics Chinese Academy of Sciences, Beijing). Изотопные отношения кислорода в пироксенах анализировались методом лазерного фторирования на установке MIR 10-30 и газовом масс-спектрометре FINNIGAN MAT 253 в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Состав расплавных и минеральных включений исследовался рентгеноспектральном электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA 8100 и на сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU в Лаборатории геодинамики и магматизма в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

### **Научная новизна**

Впервые были:

1. Получены представительные данные о распределении главных и редких элементов в породах и минералах (клино- и ортопироксен, амфибол) пироксенитов контактирующих гарцбургитов Эгийнгольского массива.
2. Получены изотопные данные по минералам ( $\delta^{18}\text{O}$ ) и породам (Re-Os).
3. Установлена реакционная природа пироксенитов, образующихся по гарцбургитам Эгийнгольского массива.
4. Обнаружены и изучены расплавные включения в хромшпинелидах ортопироксенитовых жил.
5. Оценены составы расплавов, участвовавших в образовании пироксенитовых жил и P-T параметры процесса их образования.

### **Практическая значимость**

Полученные данные о составе пород и минералов Эгийнгольского массива позволяют установить геодинамические условия его формирования. Присутствие реакционных пироксенитовых жил в реститовых гарцбургитах является индикатором магматической модификации литосферной мантии и позволяет реконструировать геодинамический режим образования подобных геологических объектов. Установленная взаимосвязь образования пироксенитовых жил и подформного хромитового оруденения может быть использована при выявлении металлогенической специализации.

### **Защищаемые положения**

Первое защищаемое положение. Пироксенитовые жилы Эгийнгольского массива имеют реакционную природу. Наличие в ортопироксенитах реликтов оливина гарцбургитов в ортопироксене и в вебстеритах реликтов ортопироксена в клинопироксене указывает на процесс

последовательного замещения в ряду «оливин гарцбургитов → ортопироксен → клинопироксен» и формирования вначале ортопироксенитовых, а затем вебстеритовых жил.

Второе защищаемое положение. В ряду контактирующий гарцбургит – ортопироксенит – вебстерит происходит: повышение уровня содержаний сильнонесовместимых элементов в ортопироксенитах и всех несовместимых элементов в вебстеритах, уменьшение содержания тугоплавких ЭПГ (Os-Ir-Ru) одновременно с увеличением легкоплавких ЭПГ (Pt-Pd) и Re, а также значительный рост отношений  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  и  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ . Это может быть обусловлено процессом взаимодействия просачивающийся расплав - гарцбургит.

Третье защищаемое положение. Формирование пироксенитовых жил происходило при участии расплавов подобных высоко-кальциевым бонинитам Джидинской палеоостроводужной системы. На это указывают: расчетный редкоэлементный состав равновесных расплавов для клинопироксенов пироксенитовых жил, состав расплавных включений в хромшпинелидах ортопироксенитовых жил.

### **Апробация работы**

По теме диссертационной работы опубликовано 4 статьи в журналах рекомендованных ВАК РФ (3 из них в WoS), а также 6 публикаций в сборниках материалов Всероссийских и Международных конференций.

Полученные выводы, отдельные результаты и защищаемые положения диссертационной работы освещались и обсуждались на Всероссийских и Международных научных конференциях: «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (Иркутск, 2020), «The 21th Kerulien International Conference on Geology» (Шицзячжуан, Китай, 2019), «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал» (Иркутск, Россия, 2019), «Международная Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле» (Новосибирск, Россия, 2016, 2018), «Строение литосферы Геодинамика» (Иркутск, Россия, 2017), «Goldschmidt 2016» (Йокогама, Япония, 2016).

### **Структура и объем работы**

Диссертация объемом 192 страницы включает: Введение, 8 глав, Заключение, список литературы из 229 наименований, содержит 14 таблиц и 51 рисунок. В *первой главе* сделан литературный обзор проблемы исследования пироксенитов в мантии, а также приведено краткое описание экспериментальных работ по данной теме. Во *второй главе* представлено геологическое описание объекта исследования – Эгийнгольского массива, его положение и взаимоотношения с другими геологическими объектами, также приведена краткая история изучения массива. В *третьей главе* детально описаны научные и аналитические методы,



использованные в данной работе. В *четвертой главе* приведено петрографическое описание перидотитов, пироксенитов и хромититов. В *пятой главе* обсужден состав минералов, проведены сравнения состава минералов из различных литологий массива, обсуждены метаморфические преобразования пород. В *шестой главе* обсужден состав пород (главные и редкие элементы), а также редкоэлементный состав минералов пироксенитовых жил и контактирующих гарцбургитов, приведены и проинтерпретированы данные по изотопной систематике осмия и кислорода. В *седьмой главе* показаны результаты исследований силикатных микровключений в хромшпинелидах одной из ортопироксенитовых жил. В *восьмой главе* на основе полученных данных проведено обсуждение механизма образования пироксенитовых жил, получены Р-Т характеристики этого процесса. В *Заключении* приведены основные результаты выполненных исследований и выводы.

### **Благодарности**

Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю, доктору геолого-минералогических наук М.А. Горновой за руководство и наставления в процессе работы над диссертацией. Коллегам д.г.-м.н. А.Я. Медведеву, к.г.-м.н. В.А. Беляеву, к.г.-м.н. Т.Б. Колотилиной, д.г.-м.н. И.С. Перетяжко, д.г.-м.н. В.С. Макрыгиной, к.г.-м.н. А.С. Мехоношину, к.г.-м.н. С.Ю. Скузоватову и к.г.-м.н. А.А. Дорошкову за обсуждение, критику и ценные советы. Особую благодарность автор выражает д.г.-м.н. В.А. Симонову и к.г.-м.н. А.В. Котлярову (ИГМ СО РАН) за помощь в исследовании расплавных микровключений и обсуждение полученных результатов. А также, автор выражает благодарность аналитикам Института Геохимии СО РАН к.х.н. Т.А. Владимировой, к.х.н. О.Ю. Белозеровой, к.ф.н. Н.В. Брянскому, к.г.-м.н. Е.В. Каневой и А.Ю. Митрофановой за помощь в проведении исследований и качественные аналитические данные. Особую благодарность автор выражает А.А. Каримовой за поддержку и помощь в оформлении. Работа финансово поддержана грантами РФФИ (18-35-00535, 16-55-44038, 16-35-00496, 15-05-05079, 13-05-01055, 12-05-31242), Президента РФ (НШ-5348.2014.5, НШ-9638.2016.5).

## Глава 1. Пироксениты в мантии (литературный обзор)

### 1.1. Модели формирования пироксенитов

Хорошо известно, что верхняя мантия в основном имеет перидотитовый состав, и состоит главным образом из оливина, ортопироксена, клинопироксена и граната / шпинели. Перидотиты верхней мантии имеют реститовый генезис и тем самым отличаются от кумулятивных перидотитов расслоенных интрузий, например Бушвельд (ЮАР), Стилуютер (США). Состав перидотитов верхней мантии изменяется от наименее деплетированных – лерцолитов (соотношение долей  $Ol \geq Orx \approx Crx$ ), до наиболее истощенных – гарцбургитов ( $Ol \approx Orx \gg Crx$ ), с увеличением доли более тугоплавкого оливина в рестите вплоть до дунита ( $Ol \gg Orx \approx Crx$ ). Однако, кроме перидотитов в составе верхней мантии также есть эклогиты ( $Grt + Crx + Rt \pm Qz / Co$ ) и пироксениты ( $Orx + Crx \pm Ol$ ).

Пироксенит это порода основного - среднего состава, состоящая в основном из ортопироксена и клинопироксена в различных пропорциях. В качестве примесных минералов выступают: оливин, роговая обманка, плагиоклаз, биотит, флогопит. Из аксессуарных встречаются: магнетит, ильменит, гранат, шпинель. В рамках настоящей работы будет обсуждаться одна разновидность – шпинелевые пироксениты ( $Orx + Crx + Spl \pm Ol$ ).

На сегодняшний день существует целый ряд моделей формирования пироксенитов в мантии. По одним из наиболее ранних представлений считается, что пироксениты представляют собой продукты метаморфической сегрегации из перидотитов в результате пластического течения [Dick, Sinton, 1979]. Этот процесс запускается в результате действия механизма «Pressure-Solution» – растворения под давлением в присутствии флюида, краевые части минералов начинают «течь» находясь в областях наибольших напряжений. Поскольку, оливин и пироксены обладают различными реологическими свойствами, то создаются области повышенной и пониженной текучести, что, по мнению авторов, приводит к подобной сегрегации.

В то же время, была предложена модель фракционной кристаллизации астеносферных расплавов, которые мигрируют через литосферную мантию [Frey, 1980; Irving, 1980; Obata, 1980; Wilshire, Shervais, 1975]. Спектр фракционирующих расплавов меняется от примитивных до щелочных базальтов. Суть механизма сводится к постепенному осаждению на стенки крупных трещин и зон разломов пироксенов ( $\pm Ol$ ) из мигрирующего расплава. При этом видимого взаимодействия с окружающими перидотитами почти не наблюдается.

Также есть гипотеза, связанная с рециклингом океанической коры в мантии, [Allègre, Turcotte, 1986; Barth et al., 2001; Jacob et al., 1994; Morishita, 2003; Morishita, 2004; Pearson et al., 1993], здесь пироксениты интерпретируются как остатки от ранее субдуцировавшей

океанической коры – модель «Мраморного пирога». В данном случае наблюдаются явные сходства с образованием эклогитов. Изначально происходит кристаллизация расплавов основного и среднего состава (габбро и т.п.) в условиях земной коры ( $P < 1$  ГПа). Затем при субдукции эти кумулятивные породы претерпевают перекристаллизацию в более высокобарических условиях и происходит расслоение пород с образованием пропластков с различной минералогией, в том числе ортопироксен-клинопироксеновых разновидностей.

Пироксениты могут также являться ранними кумулятами бонинитовых расплавов, которые зарождаются в надсубдукционных обстановках [Леднева и др., 2017; Batanova et al., 2011; Voev et al., 2017; Clénet et al., 2010; Varfalvy, 1997]. Часто подобная кристаллизация происходит при смешении магм разного состава, представленных в субдукционных обстановках бонинитовыми и толеитовыми расплавами, в обстановках срединно-океанических хребтов – андезитами и MORB-толеитами. Результатом такого смешения являются интрузивные пегматоидные дайки верлит-габбро-пироксенитового состава. При фракционировании расплавов бонинитового и андезитового состава образуются верлит-пироксенитовые дайки, при фракционировании толеитовых расплавов – габброиды.

В последнее время, наиболее активно обсуждается модель взаимодействия расплав – порода, при которой происходит растворение перидотитового оливина и образование на его месте пироксена, что приводит к образованию пироксенитов [Белоусов и др., 2009; Bodinier et al., 2008; Borghini et al., 2013; Fan et al., 2021; Garrido, Bodinier, 1999; Hauri, 1996; Hirschmann, Stolper, 1996; Hofmann, 2007; Laukert et al., 2014; Liu et al., 2005; Marchesi et al., 2013; Rogkala et al., 2017; Sobolev et al., 2005; Xu et al., 2021]. Для реализации такой реакции необходимо взаимодействие насыщенных кремнием расплавов, которые неравновесны с окружающими перидотитами. Данный процесс может протекать над зонами субдукции, где возможно формирование таких расплавов – бонинитов, адакитов и андезитов. Бониниты характеризуются повышенным содержанием  $\text{SiO}_2$  (>50 мас. %),  $\text{MgO}$  ( $\text{Mg\#} > 0.6$ ), низким  $\text{TiO}_2$  (<0.5), в них также высокие Cr, Ni, LILE. Источником бонинитовых расплавов является ультра-деплетированная мантия, которая плавится под действием водного флюида из субдуцирующей плиты [Hickey, Frey, 1982; König et al., 2008]. Адакиты и андезиты имеют также повышенное содержание  $\text{SiO}_2$  (> 54 мас. %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (>15 мас. %), варьирующий  $\text{MgO}$  (1-9 мас. %), но отличающиеся Sr/Y и La/Yb отношения. В адакитах эти отношения возрастают. Источником этих магм являются расплавы получаемые при частичном плавлении базитовой части погружающейся плиты и перидотитов мантийного клина, расположенных над ней [Толстых и др., 2017; Defant, Drummond, 1990; Kilian, Stern, 2002; Martin et al., 2005; McPherson et al., 1996]. Андезиты могут формироваться как путем смешения продуктов плавления мантии и субдуцирующей коры (с меньшей долей субдукционного компонента, чем в адакитах), так и при плавлении метасоматизированных мантийных

перидотитов при добавлении больших порций водного флюида из субдуцирующей плиты, иногда в зоне плавления могут оказаться глубоководные осадки [Белоусов и др., 2009; Tatsumi et al., 2008]. Кроме того, в выплавлении андезитов могут может принимать участие амфибол-содержащие перидотиты ранее метасоматизированной мантии [Calmus et al., 2003; Foden, Green, 1992]. Инконгруэнтное плавление амфибола, вероятно, является причиной водонасыщенности андезитовых расплавов (2-6 мас. %) и их обогащения К, Ва, Sr и LREE.

В офиолитах надсубдукционного типа присутствие ассоциации гарцбургиты + дуниты + хромититы + ортопироксенитовые жилы многими исследователями рассматривается как индикатор магматической модификации мантии островодужными расплавами [Савельева и др., 2008; Aldanmaz et al., 2009; Marchesi et al., 2013; Pagé et al., 2008; Ulrich et al., 2010]. Суть реакции между просачивающимися высоко-Si островодужным расплавом и окружающими надсубдукционными перидотитами сводится к растворению оливина перидотитов и формированию на их месте орто- и клинопироксена.

Ранее подобный механизм замещения был рассмотрен для дунитовых каналов под срединно-океаническими хребтами [Батанова, Савельева, 2009; Kelemen et al., 1997]. В данном случае происходит подъем примитивных расплавов по самоорганизующимся дунитовым каналам. Процесс образования дунита включает в себя растворение ортопироксена перидотитов и образовании на их месте оливина под действием сильно недосыщенного ортопироксеном расплавов [Stolper, 1980]. Из экспериментальных работ также известно, что ортопироксен легко растворяется в недосыщенных этим минералом расплавах [Brearley, Scarfe, 1986]. Чем больше разница между начальным давлением плавления и конечным реакционным давлением, тем больше растёт растворимость пироксенов в расплаве [Stolper, 1980]. В работах Питера Келемена с соавт. [Braun, Kelemen, 2002; Kelemen et al., 1992; Kelemen et al., 1995; Kelemen et al., 1997; Kelemen et al., 2000; Kelemen, Dick, 1995] было показано, что количество тепла выделяемое при кристаллизации оливина, на единицу массы, в 1.3 раза выше расходуемого тепла на плавление ортопироксена. Таким образом, протекающие реакции взаимодействия между оливин-насыщенным расплавом и пироксен-содержащей твердой фазой приводят к постоянному увеличению массы расплава, а также росту пористости вновь образованных дунитов. Состав большинства базальтов СОХ равновесен абиссальным перидотитам расплавленным на глубине > 30 км. [Kelemen et al., 2000] они также сильно недосыщены ортопироксеном, что говорит о химической изолированности дунитовых каналов для вновь поступающих порций расплава с глубины.

## 1.2. Экспериментальные работы

Кроме реально наблюдаемых геологических объектов, где встречаются пироксенитовые и дунитовые жилы / дайки был также проведен ряд экспериментальных работ по воссозданию условий формирования таких пород. Клифом Шоу с соавт. [Shaw et al., 1998; Shaw, 1999] были проведены эксперименты по взаимодействию мантийного ортопироксена (En-93) с Si-недосыщенными расплавами (базанитового типа) в присутствии или без H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>-насыщенного флюида при различных давлениях (от 1 атм. до 2 ГПа), температурах (1190-1442 °С) и фугитивности кислорода. Итогом этих экспериментов стало инконгруэнтное растворение ортопироксена и образование на его кайме реакционных минеральных сростаний Ol+Срх состава вместе со стеклом эволюционировавшего (от начального) Si-обогащенного состава – melt2 (рис. 1.2-1).

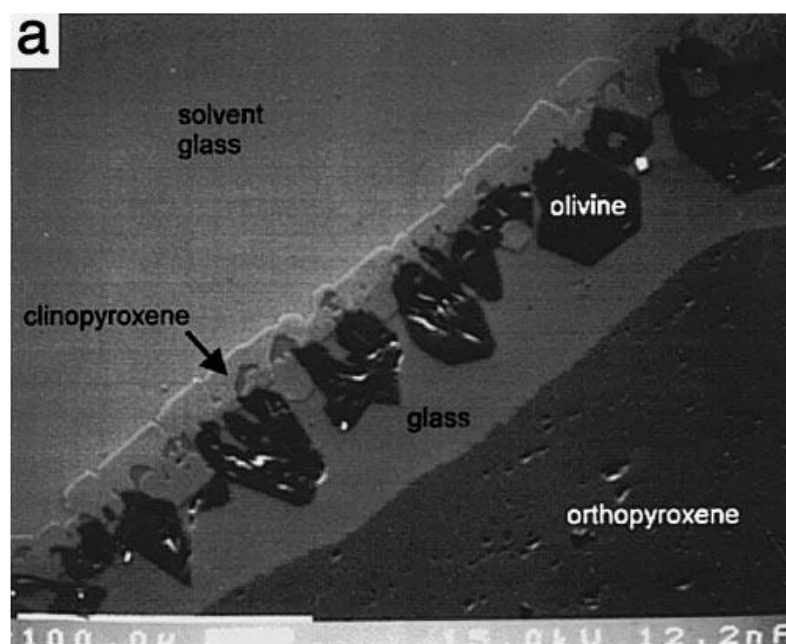


Рис. 1.2-1. Результат эксперимента по растворению ортопироксена (En-93) под действием с Si-недосыщенным расплавом [Shaw et al., 1998].

На изображении представлена реакционная зона по краю зерна ортопироксена, которая состоит из новообразованных оливина, клинопироксена и закристаллизовавшегося стекла промежуточного состава.

Объемное соотношение продуктов реакции почти всегда стабильно при 1 атм. (Si-обогащенное стекло 45-50 об. %, Ol 35-39 об. %, Срх 15-16 об. %) и не зависит от окислительно-восстановительных условий. Оливин начинает почти сразу же кристаллизоваться в виде изометричных зерен, а клинопироксен образуется в результате диффузии Ca и Al из расплава начального состава (базанит) в Si-обогащенный, на граничной области между двумя расплавами начинается осаждение клинопироксена в виде бесформенных агрегатов. С увеличением давления и добавлением флюидных компонентов наблюдается увеличение объемной доли реакционного клинопироксена, с одновременным падением доли оливина и остаточного Si-обогащенного расплава.

Кроме того, подобная реакция замещения мантийного ортопироксена ( $Mg\# \sim 0.91$ ) возможна при реагировании с ОИВ-подобным типом расплавов [Zang et al., 2021]. Серия экспериментов проводилась при давлении 3.0-4.5 GPa и температуре 1300-1450 °C. В этом случае не происходит образование клинопироксена и  $\pm$  граната, в то время как оливин в данной реакции отсутствует.

Также было показано, что в реакцию может вступать не только ортопироксен перидотитов, но и хромшпинель с клинопироксеном [Shaw, Dingwell, 2008]. Для эксперимента был взят реальный образец ксенолита лерцолита из Западной Эйфельской вулканической области (Германия) и синтетический щелочной расплав отвечающий лейцититу, эксперимент проводился при давлении 1 атм. и температурах 1156-1200 °C, при различных окислительно-восстановительных условиях. В данном случае процесс реагирования протекает в несколько стадий. На первой стадии также происходит инконгруэнтное растворение Орх с образованием  $O12 + Crx2 + melt2$ , далее  $melt2$  начинает проникать по краю зерна Орх к все еще неравновесным ему  $Crx$  (рис. 1.2-2 А) и  $Sp1$  (рис. 1.2-2 Б), где начинается их неполное растворение с образованием решетчатых «sieve texture» структур, в которых образуются  $O12 + Crx2 + Crx3 + melt3$ .  $Crx3$  – клинопироксен оставшийся от перидотитового  $Crx$  в решетчатой части, существенно менее магниальный с меньшим содержанием CaO. Становится очевидным, что состав преобразующего расплава при воздействии на одну и ту же породу может привести к образованию различных минеральных ассоциаций.

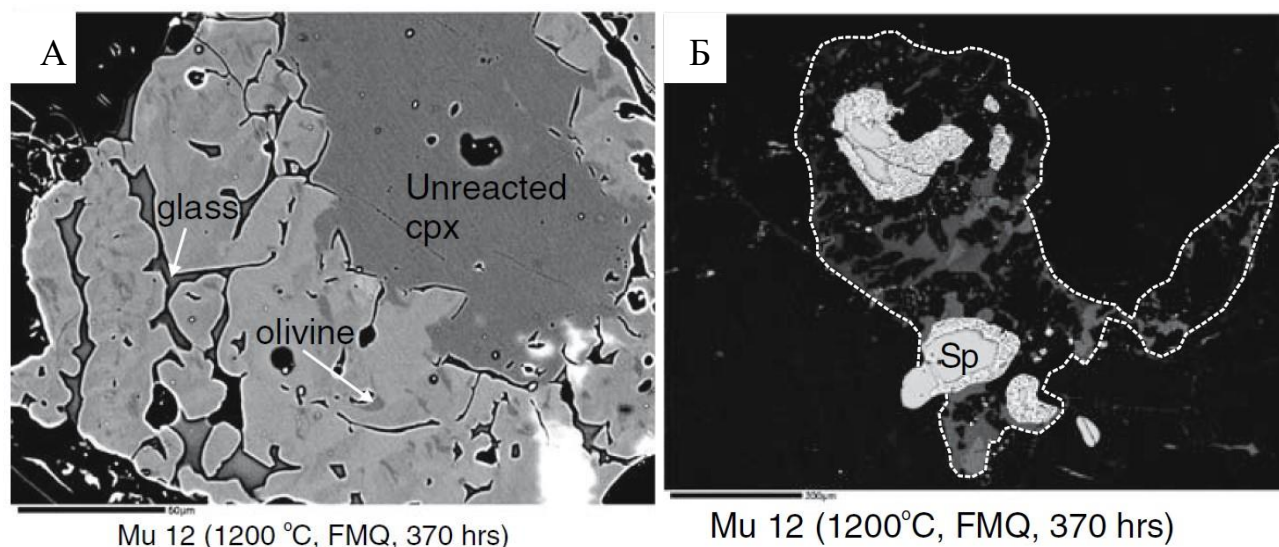


Рис. 1.2-2. Реакционные зоны на краях реститовых клинопироксена (А) и хромшпинели (Б) [Shaw, Dingwell, 2008].

А – развитие  $Crx2$  (светлое) +  $O12$  (темное) + стекло по зерну ортопироксена, Б – Область полного замещения ортопироксена ассоциацией  $O12 + Crx2 +$  стекло обведена пунктирной линией, внутри данной области по краю шпинели образуется «sieve texture», за пределами этой области хромшпинель не изменяется.

Эксперимент по растворению шпинелевого лерцолита под действием базальтового андезита, железистого базальта и щелочного базальта показал изменчивость получающихся реактантов [Wang et al., 2013]. Опыт проводился при давлении 2 ГПа и температуре 1425 °С. При реагировании с базальтовым андезитом и феррибазальтом образовалась полосчатая последовательность гарцбургит (O12+Orx2) – лерцолит (O12+Orx2+Срх2) с тонким прослоем ортопироксенита (Orx2) на границе между новообразованным гарцбургитом и расплавом. Тогда как растворение лерцолита в щелочном базальте привело к формированию дунит-гарцбургит-лерцолитовой последовательности. Такая изменчивость получающихся продуктов реакции показывает многовариантность системы расплав-порода, что, например, можно увидеть на реальных геологических объектах.

В работе [Rapp et al., 1999] была показана зависимость получающихся реактантов от соотношения расплав-порода. Эксперимент проводился при давлении ~3.8 ГПа и температуре 1100-1150 °С. В качестве исходных материалов брались щелочной базальт из офиолита Жозефина и гарцбургит из Курило-Камчатской островной дуги. Во время ассимиляции расплавом гарцбургита были продуцированы вторичные адакитоподобные расплавы. При соотношении 2:1 (адакитоподобный расплав – гарцбургит) образовывались Gt+Orx (низко Mg#) прослой, если соотношение падало до 1:1, то образовывались (Na+K) Am+Orx (высоко Mg#) прослой. В каждом случае происходила почти полная ассимиляция перидотитового оливина расплавом.

Кроме взаимодействия расплав-порода тестировались также возможности взаимодействия флюид-порода [Grant et al., 2016]. Данный эксперимент проводился при давлении 0.8 ГПа и температуре 800 °С. В качестве исходных материалов использовали мегакристы оливина (Fo-0.91) и плагиоклаз-буферированный (Si, Al, Ca, Na, Cl – обогащенный) флюид. В результате проведения эксперимента образовались узкие (от первых до 100 мкм) каналы вторично-образованных жил O12+Срх (рис. 1.2-3 А), Orx (рис. 1.2-3 Б), Orx+Срх+O12 (рис. 1.2-3 В), Orx+Срх (рис. 1.2-3 Г, в различном соотношении) внутри мегакристов оливина. Наибольшее количество клинопироксена наблюдается при взаимодействии с флюидами, содержащими меньше воды и больше солей Na<sup>+</sup> и Cl<sup>-</sup>. Отличительной особенностью этого эксперимента является повышенная Mg# получающихся в результате реакций минералов.

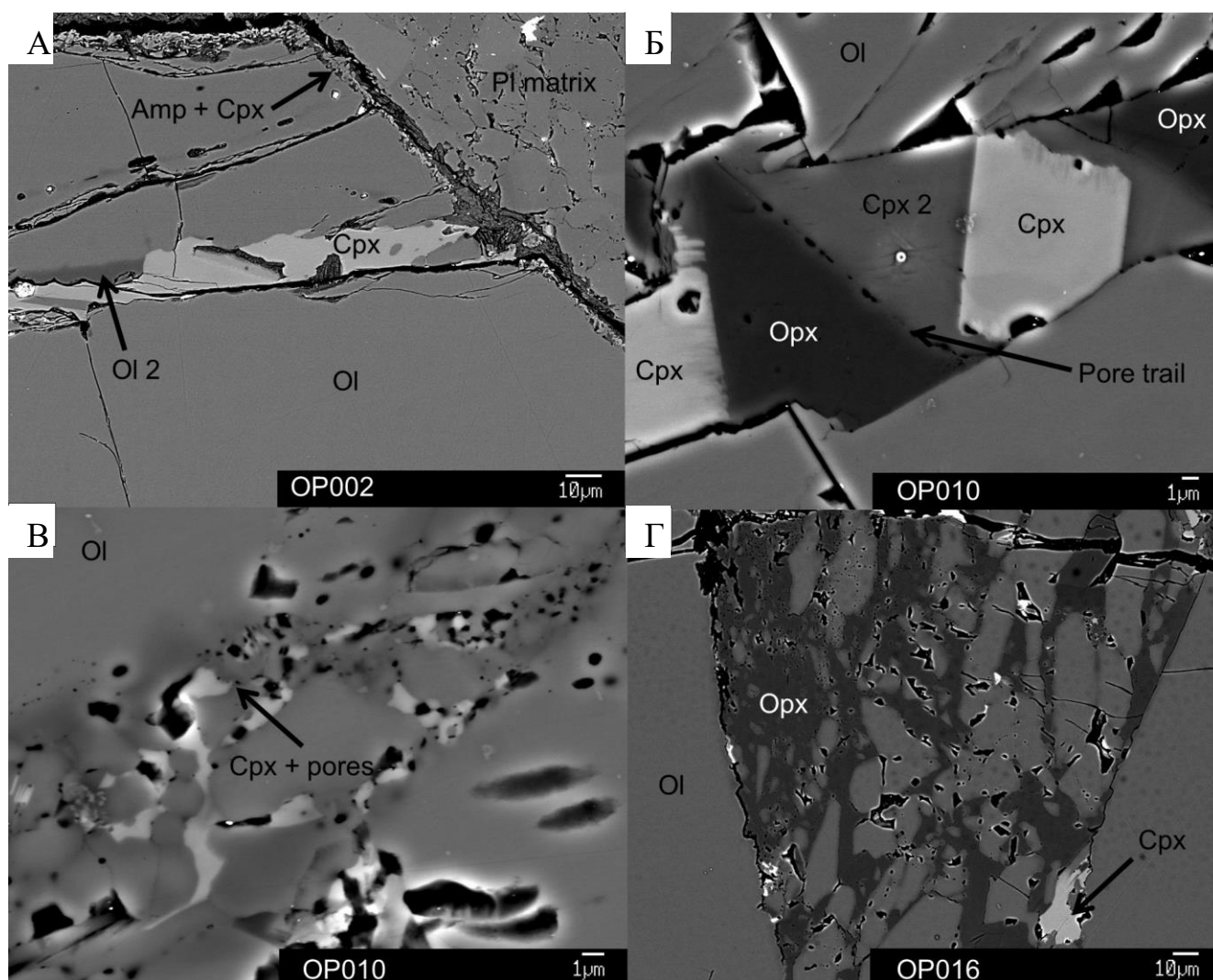


Рис. 1.2-3. Результаты экспериментов по взаимодействию флюид – оливин (Fo-91) [Grant et al., 2016].

На фотографиях представлены реакционные зоны по оливину выполненные различными минералами в зависимости от состава и количества используемого флюида.

Серию комбинированных экспериментов, где в качестве преобразующего агента участвуют расплав и флюид были проведены Вангом с соавт. [Wang et al., 2016; Wang et al., 2019]. Серия экспериментов проводилась при давлении 0.8-4 GPa и температуры 1250-1400 °C. Исходными материалами были шпинелевый лерцолит, а также базальтовый андезит и ферробазальт. В результате проведенных экспериментов получились следующие прослои реактантов: ортопироксенит-дунит, ортопироксенит-гарцбургит. Реакция проходила между расплавом и оливином лерцолита вызывая его растворение, водный флюид проникал внутрь лерцолита и приводил к его частичному плавлению. Было отмечено, что при использовании флюидонасыщенного расплава происходит образование более пористых и мощных прослоев ортопироксенита, а также проникающий флюид через пироксенитовую часть в перидотит приводит к его частичному плавлению, что еще более насыщает расплав клино- и



ортопироксеном тем самым образуя граничный дунит. При использовании менее флюидонасыщенного расплава происходило частичное плавление лерцолита до гарцбургита.

Таким образом, на сегодняшний день накоплен внушительный багаж геологических, геохимических и экспериментальных исследований о пироксенитах в мантии. Существует множество моделей, описывающих различные пути образования пироксенитов, которые могут частично противоречить друг другу. Такое многообразие исследований говорит либо о вариативности природных процессов, которые могут привести к формированию одних и тех же (или очень близких по форме и содержанию) литологий разными процессами, либо о недостаточных знаниях в понимании процессов, которые приводят к образованию таких неоднородностей в мантии.

## Глава 2. Характеристика объекта исследований

### 2.1. Геологический очерк Джидинской зоны

Джидинская зона была выделена в качестве самостоятельной структурно-формационной единицы на Юго-Западе Забайкалья по находкам археоциат в нижнекембрийских вулканогенно-осадочных отложениях (хохюртовская свита и ее аналоги) верховой р. Джиды [Беличенко, 1969]. Джидинская зона располагается между Тувино-Монгольским микроконтинентом и Хамардабанским террейном в бассейнах рек Нуд-Дархинтуй, Джиды (юго-западное Забайкалье), Ури-Гол и Эгийн-Гол (Северная Монголия). Она сложена вендско-нижнепалеозойскими известково-песчано-алевролитовыми флишоидными образованиями, полями вулканитов того же возраста и многочисленными протрузиями гипербазитов и гипербазит-пироксенит-габбровых пород (рис. 2.1-1.). Все эти комплексы прорваны крупными батолитообразными массивами гранитоидов палеозойского возраста, занимающими до 80% площади зоны.

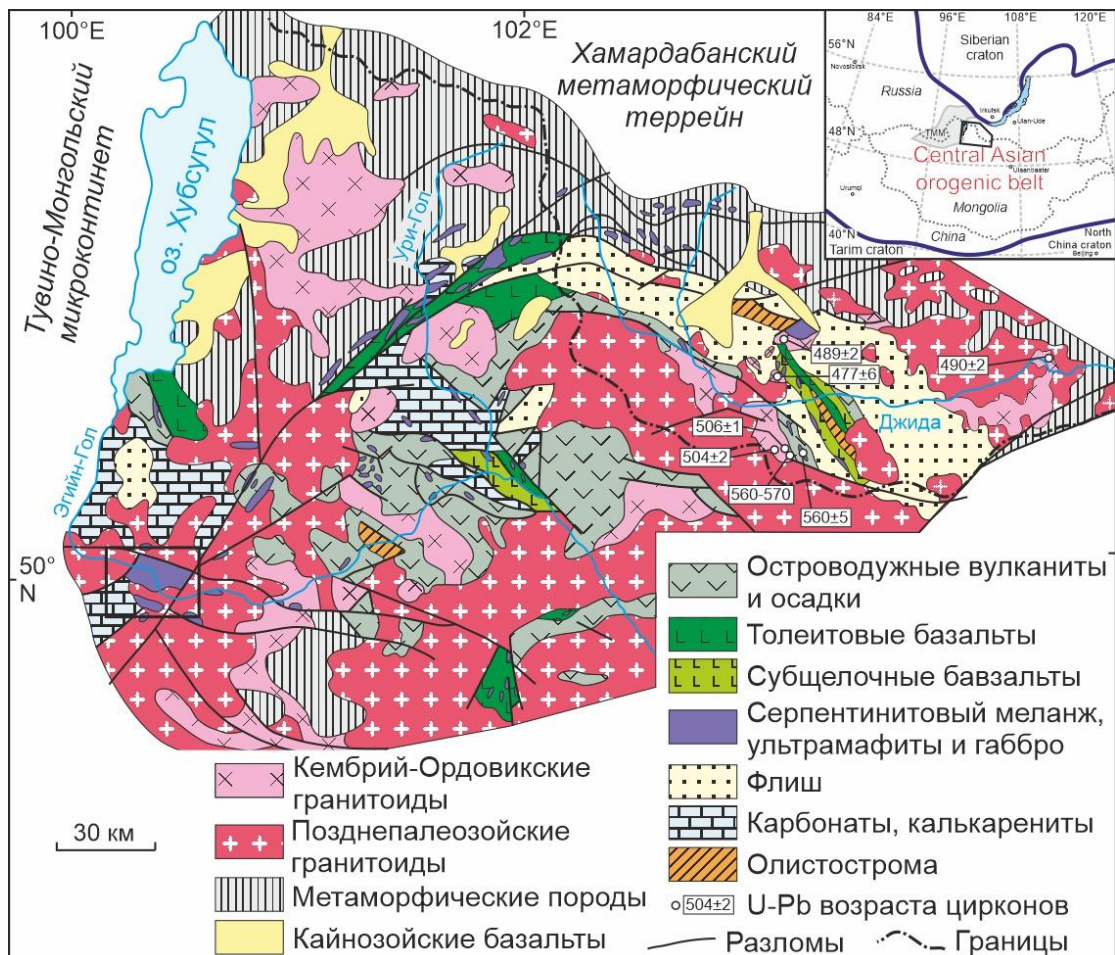


Рис. 2.1-1. Схема геологического строения Джидинской зоны (Северная Монголия, Южное Забайкалье) [Альмухамедов и др., 1996].

Квадратом отмечен Эгийнгольский перидотитовый массив; ИЩ вулканиты – известково-щелочные вулканиты.

Первые сведения о нижнепалеозойском возрасте бассейна р. Джида были приведены Л.А. Ячевским [Ячевский, 1898], который сопоставил известняки и песчаники среднего течения р. Джида с отложениями р. Иркут. Позднее А.В. Львов [Львов, 1924] отнес известняки и сланцы среднего течения р. Джида к палеозою, основываясь на находке плохо сохранившихся остатков *Spirifer*. Сообщение Львова об этой находке легло в основу последующих стратиграфических построений, в соответствии с которыми позднее здесь выделялся морской девон [Налетов, 1935; Шалаев, 1935]. Кроме того, в 1932 г. М.В. Бесовой были обнаружены находки археоциат (*Archaeocyathus sp.*, *Sibiricyathus sp.*) в бассейне р. Джида, в результате чего М.В. Бесова разделила отложения р. Джида на две толщи: нижнюю – осадочно-эффузивную и верхнюю – песчаниково-известковосланцевую.

С 1941 по 1954 проводились многочисленные работы по уточнению стратиграфических взаимоотношений между толщами, выделялись и объединялись более мелкие таксоны (свиты, пачки). Позднее новый виток исследований задала В.Г. Беличенко [Беличенко, 1963], в результате данных работ был приведен составной стратиграфический разрез для Джидинской зоны:

Неопротерозой: Битуджидинская свита (Метаморфизованные песчаники, сланцы, кислые эффузивы и их туфы).

Нижний Кембрий: Хохюртовская свита (Градация известняков, доломитовых известняков, кремнистых пород. Градация основных эффузивов, их туфов и биогермных археоциатовых известняков. Градация известняковистых конгломератов, известково-кремнистых пород.).

Средний Кембрий: Джидинская свита (Песчаники, сланцы, известняки).

Верхний Кембрий: Хурликская свита (Красноцветные конгломераты, песчаники и сланцы).

В последние годы традиционные стратиграфические схемы Джидинской зоны подверглись значительной трансформации. Так, было установлено, что хохюртовская свита представляет собой "сборный" гетерогенный покровно-складчатый комплекс, включающий в себя образования, связанные с островодужными, океаническими и коллизионными геодинамическими обстановками [Гордиенко и др., 2015]. В осадочных частях этого комплекса выявлены остатки микрофауны и флоры кембрия, девона и карбона. В отложениях флиша было установлено широкое распространение миоспоровых комплексов девона. При этом, надежные данные о присутствии в составе Джидинской зоны осадочных отложений ордовика и силура до настоящего времени отсутствуют.

В настоящее время установлено покровно-складчатое строение Джидинской зоны [Альмухамедов и др., 1996]. Границы покровов, состоящих из серий тектонических пластин, маркируются зонами тектонических серпентинитовых меланжей. Современная геологическая структура Джидинской зоны сформировалась, вероятно, в результате коллизии в позднем карбоне – перми. В качестве основных элементов структуры этого коллизионного орогена выделяют четыре типа структурно-вещественных комплексов (СВК): 1) островодужные; 2) СВК гайотов; 3) флишевые СВК окраинных палеобассейнов; 4) коллизионные СВК (рис. 2.1-2.). Время их формирования охватывает по имеющимся данным период от конца позднего докембрия до конца палеозоя [Гордиенко и др., 2007].

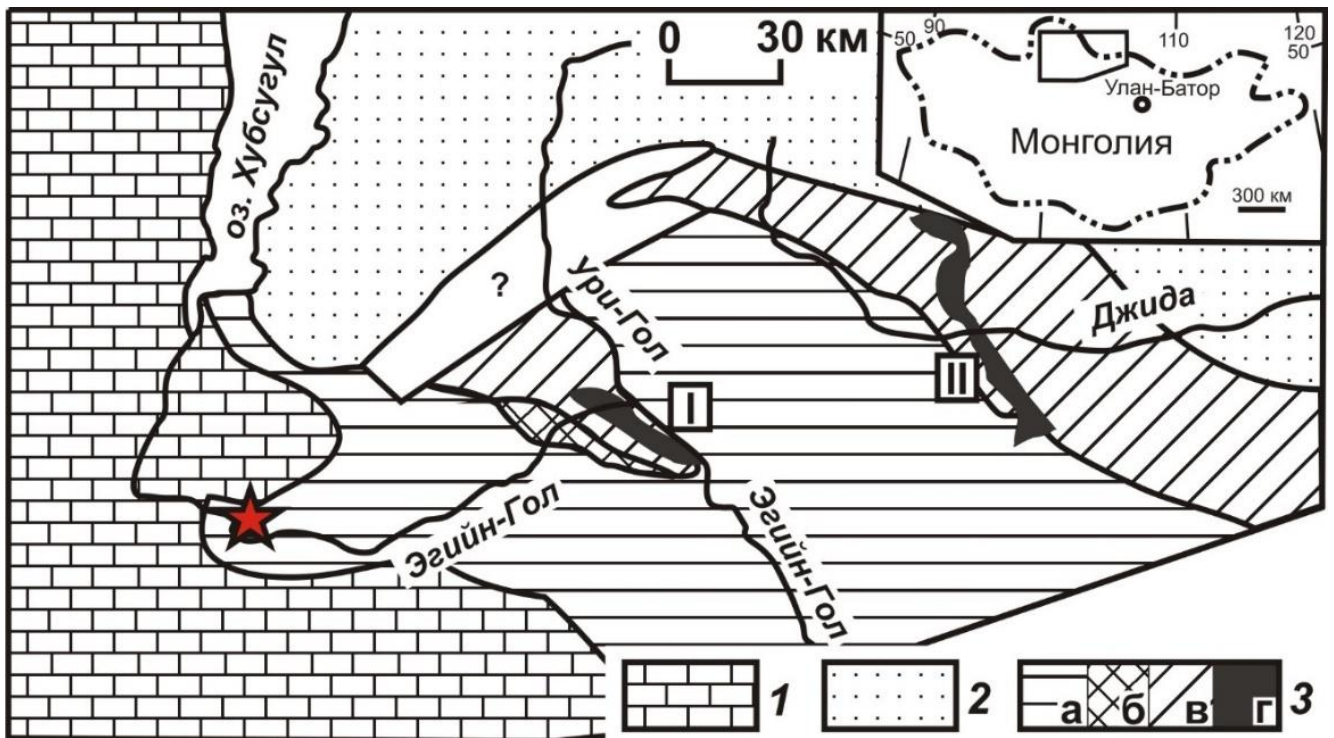


Рис. 2.1-2. Распространение основных типов структурно-вещественных комплексов в строении Джидинской зоны [Гордиенко и др., 2007].

Условные обозначения: 1 – Тувино-Монгольский микроконтинент; 2 – Хамардабанская зона; 3 – Джидинская зона (структурно-вещественные комплексы): а – островодужные комплексы, б – комплексы аккреционной призмы, в – флишевые комплексы, г – комплексы гайотов. Звездочкой показано положение Эгийнгольского массива.

Изучение состава вулканических формаций региона показало наличие пород, типичных для коры современных океанов и их окраинных зон [Альмухамедов и др., 1996]. Выделены вулканические серии базальтов N-MORB типа, характеризующих срединговые зоны палеоокеана, известково-щелочных базальтов и бонинитов, типичных для островодужных систем, и субщелочных высокотитанистых базальтов, свойственных внутриплитовому океаническому магматизму. В пределах Нармандальского серпентинитового меланжа присутствуют вебстеритовые дайки, представляющие собой вытянутые тела мощностью до

первых метров с резкими контактовыми поверхностями и зонами дробления мощностью до ~1.5 м, дайки заключены в серпентинитовый меланж совместно с будинами бонинитов. Кроме того, установлены вулканические образования, соответствующие разным стадиям развития островной дуги.

Таким образом, в современной структуре складчатого обрамления юга Сибирской платформы Джидинская зона палеозой рассматривается как область развития венд-палеозойских океанических, островодужных, окраинноморских структурно-вещественных комплексов, составлявших Джидинскую островодужную систему на активной окраине Палеоазиатского океана.

Геохронологические исследования проводились в основном в российской части Джидинской зоны. Здесь установлен раннепалеозойский возраст формирования островодужных габброидов и тоналитов 560-570 млн. лет назад [Гордиенко и др., 2015], этот возраст также подтверждается датировками циркона из расслоенных габброидов Бугуриктайского массива  $560 \pm 5$  млн. лет [Елбаев и др., 2018], что интерпретируется как время образования офиолитов. Возраст наложенных метаморфических преобразований оценивается в 480-490 млн. лет назад [Гордиенко и др., 2015]. Изучение детритовых цирконов показало, что осадконакопление в Джидинском районе происходило в период 510-580 млн лет [Резницкий и др., 2018]. Период ~480-490 млн. лет назад характеризовался масштабным проявлением аккреционно-коллизийных процессов и внедрением коллизийных гранитоидов [Гордиенко и др., 2012]. В Монгольской части были получены  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки для лампрофиров Баянгольской аккреционной призмы –  $498.9 \pm 7.7$  млн лет по амфиболовым вкрапленникам [Belyaev et al., 2021].

## 2.2. История изучения и строение Эгийнгольского массива

Впервые Эгийнгольский перидотитовый массив был обнаружен при мелкомасштабном геологическом картировании Н.Л. Кудрявцовой и А.В. Ильиным в 70-е годы и был условно отнесен к Прихубсугульско-Сангиленскому гипербазитовому поясу [Ильин, 1982]. Более основательно массив стал изучаться в 80-е годы Г.И. Пинусом, Л.В. Агафоновым и Ф.П. Лесновым, которые отнесли его к альпинотипным перидотитам [Пинус и др., 1984]. Позднее, более детальные работы на западном блоке массива (западный берег р. Эгийнгол, рис. 2.2-1) проводили М.А. Горнова, М.И. Кузьмин, И.В. Гордиенко, А.Я. Медведев и А.И. Альмухамедов. Было установлено, что формирование перидотитов этой части массива имеет сложную многостадийную историю. Они представляют собой тугоплавкие остатки от плавления вещества верхней мантии, т.е. представляют собой реститы. Вначале они плавилась в зоне  $\text{COX}$ , а затем

подверглись преобразованию островодужными расплавами в надсубдукционной зоне [Горнова и др., 2008; Горнова и др., 2010].

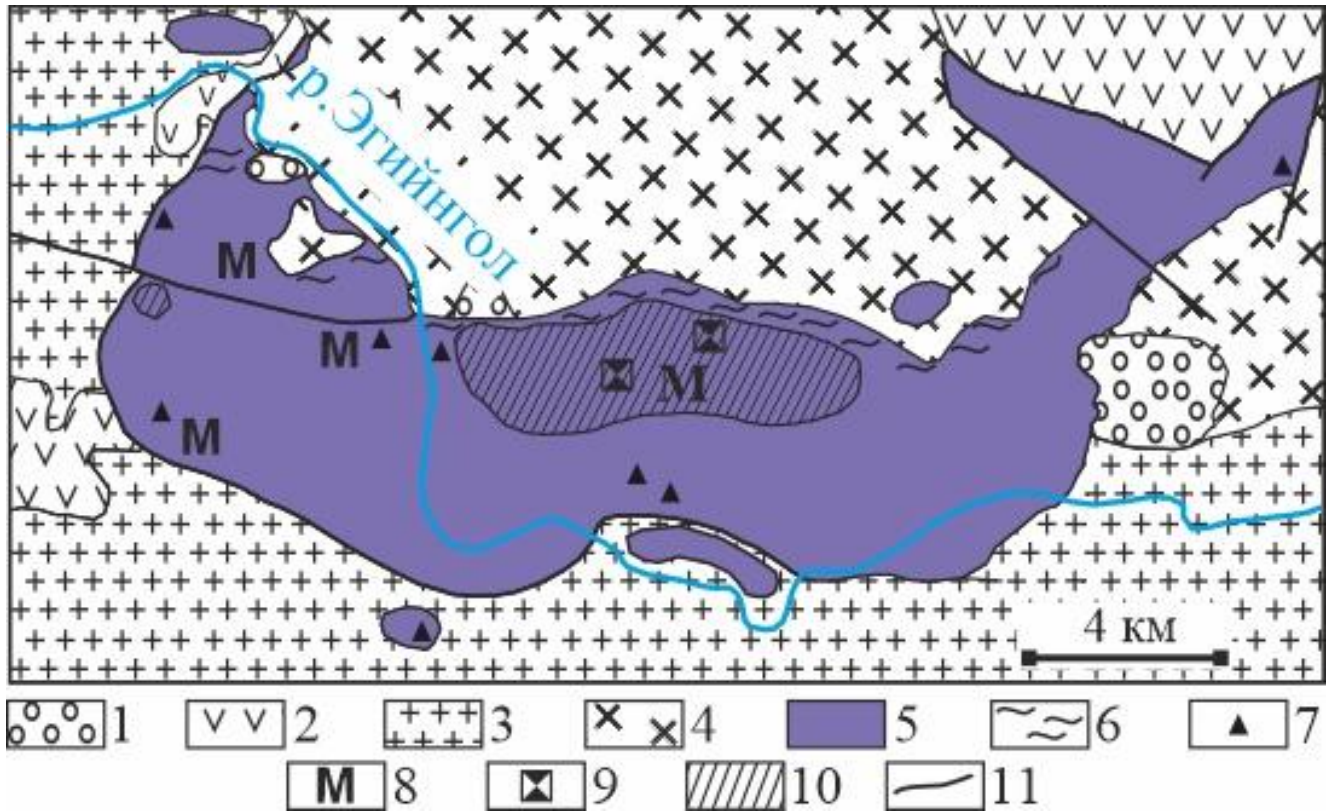


Рис. 2.2-1. Схематическая геологическая карта Эгийгольского перидотитового массива по [Пинус и др., 1984] с дополнениями.

1 – конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослойки каменного угля (средняя юра), 2 – осадочно-вулканогенные отложения (венд-нижний кембрий), 3 – субщелочные лейкократовые граниты, 4 – сиениты, 5 – серпентинизированные перидотиты, 6 – апогипербазитовые кварц-карбонатные и тальк-карбонатные породы, 7 – хризотил-асбестовая минерализация, 8 – магнезитовая минерализация, 9 – делювиальные выходы хромитовых руд, 10 – область развития пироксенитовых жил, 11 – разломы.

Эгийгольский перидотитовый массив расположен на юго-западном фланге гипербазитового пояса, в бассейне верхнего течения р. Эгийн-Гол, в области сопряжения Армакгольского и Эгийгольского разломов. Изучаемый массив ориентирован в широтном направлении. По простиранию прослежен на 22 км при ширине 4-5 км. Общая площадь массива около 90 км<sup>2</sup>. Первоначальные размеры его, вероятно, были значительно больше, поскольку рядом с ним закартирован ряд выходов гипербазитов, сохранившихся в виде ксенолитов среди рвущих его крупных гранитоидных и сиенитовых интрузий, обрамляющих массив с западной, южной и северной сторон. Он находится в островодужном структурно-вещественном комплексе Джидинской зоны Центрально-Азиатского подвижного пояса.

В северо-восточной части он контактирует с терригенно-вулканогенными породами венда–нижнего кембрия. Аналогичные отложения обнажаются и в западной части района, где они распространены ограниченно, слагая реликты кровли гранитоидной интрузии. В верховьях р. Иолгаусин-Гол гипербазиты контактируют с тектоническим блоком известковистых песчаников девонского возраста. В ряде мест, северной и восточной частей массива, гипербазиты трансгрессивно перекрываются среднеюрскими конгломератами, содержащими гальку ультраосновных пород. Все границы гипербазитового массива прослеживаются вдоль крутопадающих разломов и сопровождаются зонами рассланцевания (см. рис. 2.2-1).

В северной части массив прорван интрузией сиенитов, эндоконтактная зона которой сложена сиенит-порфирами, а в ее экзоконтакте широко распространены апогипербазитовые листвениты [Пинус и др., 1984]. На юге перидотиты контактируют с интрузией субщелочных лейкократовых микропертитовых гранитоидов, в контактовой части наблюдается сильное рассланцевание более мягких гипербазитов. Все контакты прослеживаются вдоль крутопадающих разломов.

Массив сложен серпентинизированными перидотитами, которые представлены преимущественно лизардитовыми, сложенными двумя генерациями лизардита, и хризотилowymi разновидностями. Менее серпентинизированные разновидности перидотитов были обнаружены нами в западной части (относительно р. Эгийн-Гол) массива.

Согласно исследованиям Пинуса с соавт. [Пинус и др., 1984] – менее распространены антигоритовые серпентиниты, обнажающиеся главным образом в восточной части массива, где они занимают значительные площади. Антигоритовые серпентиниты распространены также в экзоконтактных зонах гранитоидной интрузии. На некотором удалении от контакта с гранитоидами появляются антигорит-лизардитовые разновидности серпентинитов. Также по краям массива широко распространены апосерпентинитовые листвениты кварц-карбонатного и тальк-карбонатного составов, нередко содержащие фуксит.

В восточной части перидотиты представляют собой темные, темно-зеленые, желтые, желто-рыжие массивные породы (рис. 2.2-2). Степень серпентинизации пород варьирует от 60 до 90 об. %. В части образцов сохраняются реликты первичных силикатных минералов – оливина и ортопироксена. Из вторичных минералов преобладает хризотил; тремолит, тальк и хлорит присутствуют в небольших количествах.

Пироксениты образуют рои жил мощностью от первых сантиметров (рис. 2.2-2 Б, В) до первых метров (рис. 2.2-2 А) протяженностью до первых десятков метров. Имеют массивную текстуру и средне-крупнозернистую гипидиоморфнозернистую структуру. Площадь обнажений где наблюдаются выходы пироксенитовых жил составляет порядка 10-15 км<sup>2</sup>. Состав пироксенитовых жил непрерывно изменяется в ряду ортопироксенит – вебстерит. Породы слабо

изменены, потери при прокаливании варьируют от 0.4 до 2.5 мас. %. Контакты с вмещающими перидотитами резкие, зона перехода <1 см, границы между породами неровные, извилистые. Часто жилы расклиниваются на две и более, и, наоборот, сливаются из нескольких в одну более крупную, содержат блоки серпентинизированных перидотитов (рис. 2.2-2 В).



Рис. 2.2-2. Полевые фотографии различных литологий Эггингольского массива.

А – мощные (~1 м.) ортопироксенитовые жилы, вмещающие породы – серпентинизированные гарцбургиты; Б – вебстеритовые жилы в серпентинизированных гарцбургитах (мощность ~ 15-30 см.); В, Г – ортопироксенитовые тонкие прожилки (3-10 см.) в серпентинизированных



гарцбургитах; Д – хромитит сливной текстуры, делювий; Е – образец вкрапленного хромитита. Hz – гарцбургит, Орхт – ортопироксенит, Web – вебстерит, Chrt – хромитит.

К месту проявления пироксенитовых жил приурочены делювиальные россыпи хромититов. Хромититы представляют собой массивные и вкрапленные руды черного и черно-желтого цвета соответственно (см. рис. 2.2-2 Д, Е), в обнажениях встречаются в виде шлиров различного размера. Суммарная площадь россыпей ~ 2–4 км<sup>2</sup> (см. рис. 2.2-1). Количество хромшпинелида варьирует от 30 об. % во вкрапленных до 80-95 об. % в массивных рудах. Силикатная часть пород нацело замещена серпентином, в меньшей степени развиты хлорит и тальк.

### Глава 3. Методы исследования

Отбор проб и пробоподготовка. Во время проведения полевых работ первоочередной задачей было отобрать контакт пироксенитовых жил и вмещающих их перидотитов. Для этого использовалась переносная бензиновая пила с алмазным диском (рис. 3.1). Блоки контактов перидотит – пироксенит выпиливались в крест простирацию жил, и подробно документировалось их пространственное взаимоотношение. Максимальная длина отобранного разреза составляла порядка 4.5 м, в рамках которого были опробованы 4 пироксенитовые жилы и промежуточные перидотиты. Кроме контактовых образцов отбирались образцы перидотитов находящихся на удалении ( $> 50$  м) от области развития пироксенитовых жил, и, вероятно, не затронутых процессом пироксенитообразования.



Рис. 3.1. Пример проведения пробоотбора с использованием бензиновой пилы с алмазным диском.

В дальнейшем из выпиленных блоков выбирались образцы пород, которые были исследованы различными аналитическим методами. Предварительно данные образцы избавлялись от корочек выветривания, а затем дробились на щековой дробилке (размерность

частиц после дробления – 4-8 мм) и истирались до состояния пудры (~ 0.044 мм) на истирателе чашечного типа. Такой тип пробоподготовки образцов использовался для валовых видов анализа – рентгенофлуоресцентный (XRF) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS).

Для определения содержания элементов группы платины и изотопов Re-Os дробление и истирание проводилось иначе. Образцы пород разрезались на тонкие (< 5 мм) пластины, которые затем шлифовали на алмазном круге, после чего они дробились вручную в агатовой ступе и истирались уже в автоматическом агатовом истирателе фирмы Retsch (Германия). Все эти манипуляции были необходимы для того, чтобы минимизировать контакт образца породы с металлом.

Оптическая микроскопия. Исследование структурно-текстурных особенностей пород Эггингольского массива проводилось на поляризационном микроскопе Olympus BX51. Данный микроскоп оснащен отдельным монокуляром с цифровой камерой высокого разрешения, а также объективами различной кратности (2.5x, 4.0x, 10x, 20x, 60x).

Методы локального анализа. Микронзондовые исследования (EPMA). Химический состав минералов (главные элементы) анализировался на рентгеноспектральном электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA 8200. Минералы анализировались при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 20 нА, диаметр пучка зонда составлял 1 мкм, время измерения фона – 5 с., анализируемого образца – 10 с. Для калибровки использовались следующие стандартные образцы: альбит (Na), оливин (Mg), пироп (Al), диопсид (Si, Ca), ортоклаз (K), ильменит (Ti), хромит (Cr), спессартин (Mn), треворит (Fe, Ni), сфалерит (Zn), V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (V). Для получения электронных изображений минералов в высоком разрешении использовался режим сканирования в обратно-рассеянных электронах (Compo Image) при токе в 20 нА. Микронзондовые исследования проводились совместно со старшим научным сотрудником лаборатории рентгеновских методов анализа Белозеровой О.Ю.

Метод индуктивно-связанной плазмы с лазерной абляцией (LA-ICP-MS). Измерение содержания редких элементов в силикатных минералах (пироксены, амфиболы) проводилось на связке приборов: установки лазерной абляции NWR-213 (New Wave Research, длина волны твердотельного Nd:YAG лазера составляет 213 нм) и квадрупольного масс-спектрометра NexION 300D (Perkin Elmer). Для анализа брались аншлифы пород, которые предварительно были исследованы методом EPMA. Для первичной калибровки использовались стандартные образцы стекол NIST (612, 614), BCR 2G. Все образцы и стандарты анализировались при одинаковых условиях проведения измерений: измерение фона 30 с., анализ образца 90 с., диаметр лазерного пучка составлял 100 мкм (это обуславливало минимальный размер зерна в поперечнике ~ 200 мкм), энергия 6.5-7.0 J/см<sup>2</sup>, частота импульсов 20 Hz. Значения потока охлаждающего,

плазмообразующего и добавочного газа аргона составлял 16.0, 1.0 и 0.4 л/мин, соответственно. В качестве несущего газа использовался гелий с чистотой 4.5 и скоростью потока 0.6 л/мин. Энергия плазмы составляла 1350 Вт. Содержания элементов рассчитывались с использованием программного обеспечения «Glitter!». В качестве внутреннего стандарта использовали изотоп кремния  $^{30}\text{Si}$ , который входит как в состав анализируемых образцов, так и в состав стандартов в значимом количестве. Содержание кремния для каждого анализируемого минерала предварительно было получено при помощи EPMA метода. Исследования проводились совместно с научным сотрудником лаборатории геохимии изотопов ИГХ СО РАН Брянским Н.В.

Определение содержаний редких элементов в минералах чей размер в поперечнике составлял менее 200 мкм проводилось методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль, аналитик С. Симакин) на приборе Cameca IMS 4F. Препараты для съемки те же что использовались для EPMA и LA-ICP-MS – аншлифы горных пород. Условия съемки: сфокусированный первичный пучок ионов  $\text{O}_2^-$  с энергией 14.5 кэВ, диаметр – 20 мкм, ток первичных ионов 8 нА. Каждое измерение включало 5 циклов накопления сигнала, общее время накопления сигнала для одной точки составляло порядка 50 мин. Полученные интенсивности нормировались к  $^{30}\text{Si}$ , содержание кремния было известно по результатам EPMA исследований. Поправки для Gd, Yb, Eu, Er вычисляли по методике [Bottazzi et al., 1994]. Воспроизводимость измерений не превышала 10% для примесей с концентрациями  $>1$  ppm и 20% для концентраций  $<1$  ppm.

Методы валового анализа. Содержания главных породообразующих элементов были получены методом рентгенофлуоресцентного анализа в лаборатории рентгеновских методов анализа ИГХ СО РАН (аналитики: м.н.с. Амосова А.А., н.с. Айсуева Т.С.). Для проведения анализа порошки горных пород (навеска ~ 110 мг) сплавлялись со смесью метабората и трибората лития с добавлением раствора LiBr. Определение содержаний элементов проводилось на рентгенофлуоресцентном спектрометре S8 Tiger (Мелитэк). Более подробно методика описана в работе Амосовой [Amosova et al., 2015].

Идентификация минералов группы серпентина в перидотитах Эгийнгола выполнялось методом порошковой дифрактометрии (XRD) на дифрактометре Bruker D8 Advance, оснащенном позиционно-чувствительным детектором VANTEC-1 PSD и зеркалом Gobel, при автоматическом режиме сбора данных. Для исследования брались образцы серпентинизированных гарцбургитов, где объемное содержание серпентина (по результатам оптической микроскопии) составляло не менее 85 %. Данные порошковой дифракции были получены при пошаговом режиме съемки в диапазоне дифракционных углов  $2\theta$  от 3 до 80 градусов, используя  $\text{CuK}\alpha$  источник излучения. Экспериментальные условия были следующими: 40 kV, 40 mA, время экспозиции – 1 с, размер шага –  $0.02^\circ 2\theta$ . Обработка полученных данных была выполнена с использованием пакета

программных средств DIFFRAC<sup>plus</sup>. Исследования проводились в лаборатории рентгеновских методов анализа ИГХ СО РАН старшим научным сотрудником Каневой Е.В.

Содержания редких элементов в породах Эгийнола были получены методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) в лаборатории геохимии изотопов ИГХ СО РАН. Порошковые навески проб (0.05 г) разлагались в смеси концентрированных азотной и плавиковой кислот (1:2) в течение 7 дней при 110 °С. Анализы были выполнены при помощи масс-спектрометра высокого разрешения с двойной фокусировкой Element-2 (Finnigan Mat). Содержания элементов платиновой группы (PGE) были получены методом ICP-MS в аналитическом центре Института геологии и минералогии им В.С. Соболева в Новосибирске (с.н.с. Палесский С.В., вед. инж. Козьменко О.А.) и в институте Геологии и геофизики в Пекине (Wang K-L., Chu Z.). В обеих лабораториях применяется методика разложения ультраосновных пород смесью кислот в герметичных трубках Кариуса. Размер навески пробы составлял 0.4-0.8 г., навески образцов вместе с рассчитанным количеством трассеров – растворов, содержащих обогащенные изотопы Ru<sup>99</sup>, Pd<sup>106</sup>, Re<sup>185</sup>, Os<sup>190</sup>, Ir<sup>191</sup> и Pt<sup>194</sup>, помещали в трубки Кариуса, затем добавляли смесь концентрированных кислот (3 мл HCl + 4 мл HNO<sub>3</sub>). Трубки Кариуса охлаждали жидким азотом до полного замерзания раствора и затем запаивали на огне обычной горелки. Разложение исследуемого материала происходило при ступенчатом нагреве, сначала в течение первых 2 часов трубки Кариуса, помещенные в автоклавные контейнеры, нагревали до T ~ 210-220 °С, затем, в течение следующих 2.5 часов медленно нагревали до 225 °С, после чего за 3 часа доводили температуру до 300 °С при которой происходил основной этап разложения в течение 16 часов. По окончании этапа разложения автоклав охлаждался до комнатной температуры. Для предотвращения потерь Os в виде летучего тетраоксида после открытия Трубок Кариуса газовую фазу прогоняли через охлаждаемый 3% спиртовой раствор в течение 30-40 минут. Полученный водно-спиртовой раствор использовали для определения Os методом изотопного разбавления в тот же день, без дополнительных операций. Такой подход позволяет добиться наиболее низких пределов обнаружения и исключить потерю летучего тетраоксида осмия, образующегося во время разложения. Анализы выполнены при помощи масс-спектрометров высокого разрешения Element (Finnigan Mat, (Новосибирск)) и мультиколлекторного масс-спектрометра Neptune (Thermo-Fisher, (Пекин)). Более детально методики определения содержаний PGE описаны в работах [Козьменко и др., 2011; Chu et al., 2015].

Методы изотопной геохимии. Изотопия кислорода. Изотопный анализ кислорода в минералах и перидотитов и пироксенитов Эгийнола был проведен в Аналитическом центре минералого-геохимических и изотопных исследований Геологического института СО РАН, аналитики – с.н.с. Посохов В.Ф., с.н.с. Канакин С.В. Измерения изотопного состава кислорода

выполнялись в виде  $O_2$  на газовом масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием двойной системы напуска в классическом варианте (стандарт–образец). Подготовка образцов для определения величин  $\delta^{18}O$  проводилась с использованием метода лазерного фторирования на установке лазерной абляции MIR 10-30 с экстракцией кислорода из силикатов в присутствии реагента  $BrF_5$ . В ее комплект входит система лазерного нагрева с лазером  $CO_2$  мощностью 100 Вт и длиной волны 10,6 мкм в инфракрасной области, позволяющий разогревать анализируемые минералы до  $1000^\circ C$ . При лазерном фторировании не происходит фракционирования кислорода из-за малого времени проведения реакции и высокой температуры. На разложение одного образца требуется не более 15-20 минут, что сводит к минимуму возможность контаминации полученного газа атмосферными примесями. Измерения проводились относительно рабочего эталона, калиброванного в шкале VSMOW, расчеты  $\delta^{18}O$  были выполнены относительно международных стандартов NBS-28 (кварц) и NBS-30 (биотит). Правильность полученных значений контролировалась регулярными измерениями международных стандартных образцов UWG-2 (гранат), а также внутреннего стандарта ГИ-1 (кварц) и лабораторного ИГЕМ РАН Polaris (кварц). Погрешность полученных значений величин  $\delta^{18}O$  находилась на уровне  $(1s) \pm 0.2\%$ . Для проведения измерений отбирались мономинеральные фракции орто-, клинопироксена и оливина, дополнительно фракции минералов очищались от механических примесей (пленок вторичных минералов) в ультразвуковой ванне в течение 1 часа. После чего монофракции еще раз перебирались, и из них отбраковывались оптически непрозрачные минералы.

Изотопная систематика Re-Os. Анализ изотопного состава осмия в образцах перидотитов, пироксенитов и хромититов был проведен в институте Геологии и геофизики в Пекине (Wang K-L., Chu Z.), здесь же определялись содержания PGE в породах, в которых проводились изотопные исследования. Таким образом, этап кислотного разложения образцов подобен тому, что описан для определения содержаний PGE (см. выше). После этапа разложения кислотами полученные растворы были пропущены через ионно-обменные колонки со смолами для разделения PGE. Определение изотопного состава выполнялось методом масс-спектрометрии с термической ионизацией (отрицательно заряженные ионы, N-TIMS) на приборе Isoprobe-T (Isotopx Ltd, formerly GV instruments) в статическом мультиколлекторном режиме. Детально методика определения изотопного состава осмия описана в работе [Chu et al., 2015].

Исследование расплавных включений в хромшпинелях. При проведении оптических и микроскопических исследований шлифов перидотитов и пироксенитов Эггингола, хромшпинели данных пород дополнительно просматривались на предмет наличия силикатных микровключений. После чего отбирались наиболее перспективные образцы, они дробились до фракции 0.25-0.5-1.0 мм, и из них выделяли мономинеральные фракции хромшпинелей. С хромшпинелями были проведены высокотемпературные эксперименты в графитовых

миниконтейнерах с нагревом до 1350°C по методике, опубликованной ранее [Симонов и др., 2009; Симонов и др., 2011; Simonov et al., 2017]. Прогретые и закаленные зерна хромшпинелидов были приполированы и просмотрены с целью поиска расплавных силикатных включений. Состав силикатных микровключений после этапа нагрева, гомогенизации и закалки был исследован на рентгеноспектральном электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA 8100 и на сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU. Все работы проведены в Лаборатории геодинамики и магматизма в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск (г.н.с. Симонов В.А., н.с. Котляров А.В.).

#### Глава 4. Петрографическая характеристика пород

Изученные породы Эгйингольского перидотитового массива представлены серпентинитами и пироксенитовыми жилами различного состава (рис. 4-1), кроме того, в массиве также присутствуют делювиальные россыпи хромититов (не представлены на диаграмме). Модальный состав серпентинитов имеет следующий вид – серпентин (70-80 об. %), реликты оливина (10-15 об. %), ортопироксен (~5 об. %), хромшпинель (1-3 об. %), ± клинопироксен. В пироксенитах преобладают орто- и клинопироксен (до 80 об. %), амфибол (15-20 об. %), а также ± оливин и хромшпинель.

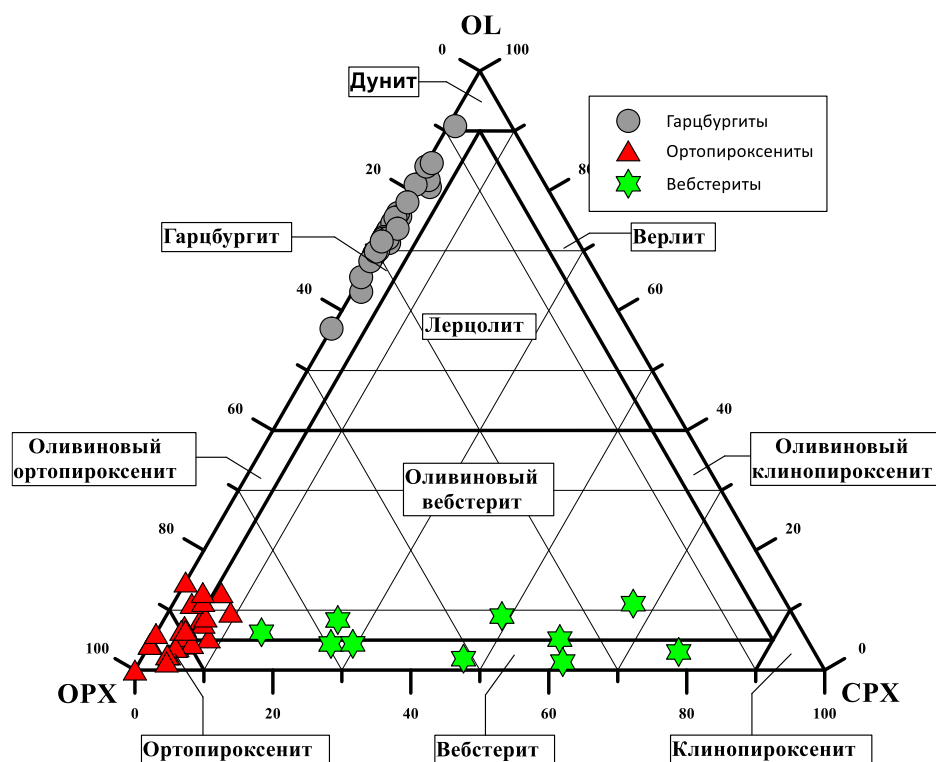


Рис. 4-1. Пересчитанный на безводный остаток минеральный состав пород Эгйингольского массива. Диаграмма Ol-Orx-Crx по [Streckeisen, 1976].

С целью реконструкции первичного состава минерального состава пород, был проведен перерасчет петрохимического состава пород. Пересчет проводился следующим образом: валовый состав породы пересчитывался на безводный остаток и приводился к 100%. Затем, исходя из состава первичных минералов (Ol, Orx, Crx, Spl) конкретного образца и пересчитанного состава породы, методом наименьших квадратов определялось количественно-минеральное соотношение в породе. Расчет проводился с помощью программного комплекса «МС» [Чудненко и др., 2014]. Согласно данным расчетам протолитом серпентинизированных перидотитов были гарцбургиты, в которых количество оливина варьируют от 57 об. % до 89 об. %, ортопироксена – от 11 об. % до 43 об. %, а клинопироксен находится в подчиненном количестве – не более 5 об. %. Состав пироксенитов варьирует от ортопироксенитов (Orx – 96-



99 об. %, Срх – 1-4 об. %) до вебстеритов (Орх – 21-90 об. %, Срх – 28-79 об. %). Эти расчеты согласуются с петрографическими наблюдениями.

#### 4.1. Серпентинизированные гарцбургиты

Гарцбургиты имеют темный, темно-зеленый, зеленовато-серый цвета, массивную текстуру. Серпентин образует сложную сеть тонких переплетающихся жилок, что определяет пестельчатую структуру пород (рис. 4.1-1).

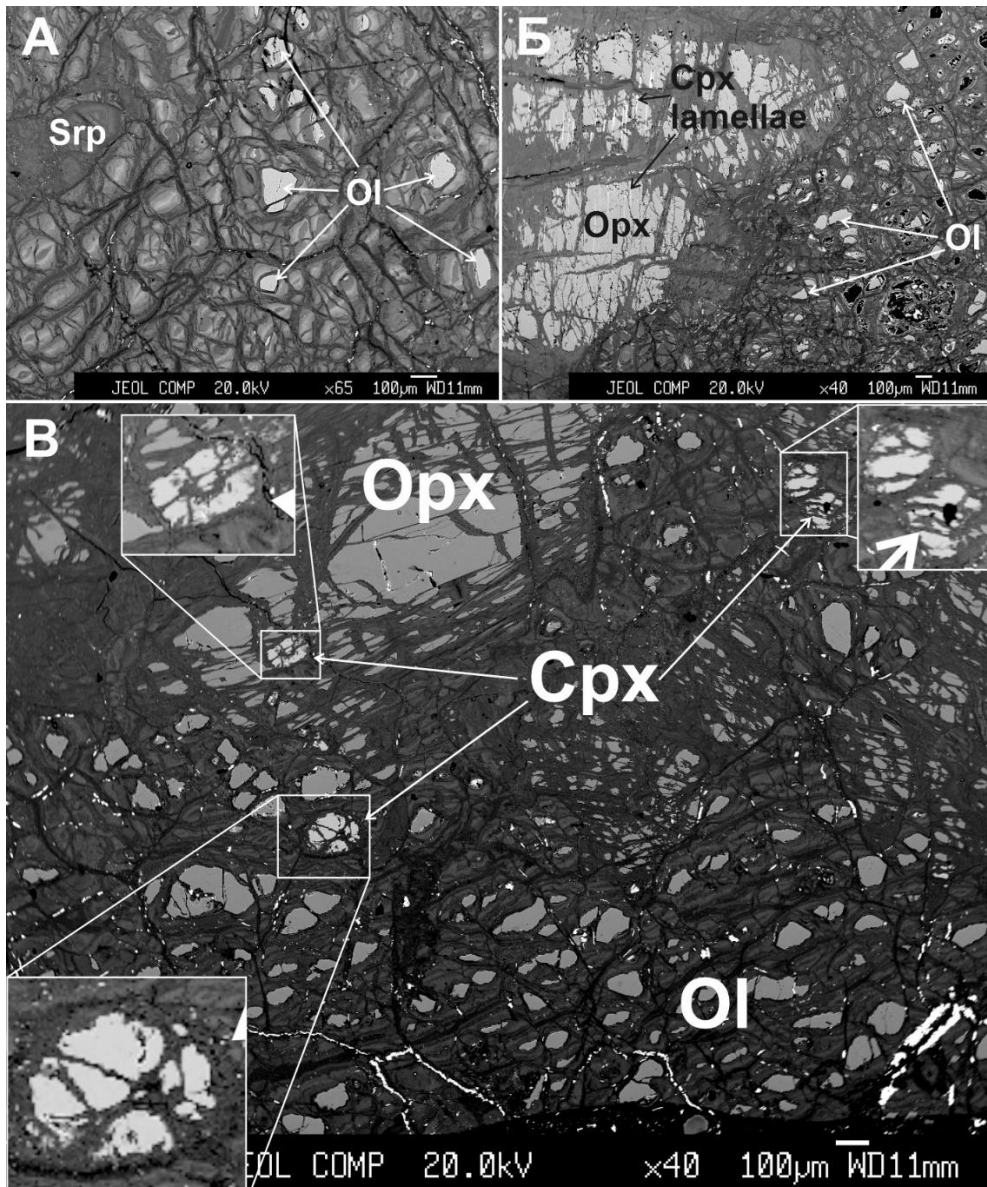


Рис. 4.1-1. Микроструктуры серпентинизированных гарцбургитов.

А – реликты оливинов в серпентинитовом матриксе, обр. № МР13-23; Б – крупное зерно ортопироксена и реликт оливина в серпентинитовом матриксе, обр. № МР13-10/5; В – новообразованные зерна клинопироксена на границе более крупных зерен оливина и ортопироксена, обр. № МР13-21-1; Снимки выполнены в обратно-рассеянных электронах.

В петлях серпентина присутствуют реликты зерен оливина (до 10-15 об. %) и ортопироксена (до 5 об. %), шпинель (1-3 об. %), клинопироксена в породах почти нет (< 1 об. %). Вторичные минералы представлены серпентином (70-80 об. %) и амфиболом (Tr, Act, 1-2 об. %). При пересчете на безводный остаток модальный состав имеет следующий вид: Ol (55-90 об. %), Орх (10-43 об. %), Spl (1-3 об. %), Срх (< 1 об. %).

Размер зерен оливина изменяется от первых сотен микрон до 1-3 мм. (рис. 4.1-2 А, В, Г), форма – округлая, неправильная. Часто целое крупное зерно оливина подвергается вторичному замещению петельчатым серпентином, в результате остаются отдельные реликты малого размера (< 100 мкм). Свидетельством того, что это одно единое зерно являются их близкие цвета интерференции и одновременное погасание, что видно на фото с оптического микроскопа (см. рис. 4.1-1 В, Г).

Ортопироксен образует крупные вытянутые зерна (до 2 мм.) таблитчатой формы, в них присутствуют клинопироксеновые структуры распада (см. рис. 4.1-2 Б, В). Ортопироксен в меньшей степени, чем оливин, поддается серпентинизации (см. рис. 4.1-1 Б, В), в случае замещения зерна ортопироксена, серпентин по нему образует бастит – ориентированные агрегаты серпентина, развивающиеся по ортопироксену и наследующие его структурные характеристики (рис. 4.1-2 Д, Е). По трещинам развивается тонковолокнистый агрегат амфибола (Tr, см. рис. 4.1-2 А), представленный низкотемпературными тремолитом и актинолитом, в смеси с серпентином. В гарцбургитах контактирующих с пироксенитовыми жилами кроме крупных зерен ортопироксена присутствуют также мелкие (первые сотни мкм), неправильной формы индивиды (рис. 4.1-3). Они располагаются между зерен более крупных оливинов и вблизи хромшпинели имеющей субидiomорфный вид (см. рис. 4.1-3 Б).

Клинопироксен образует мелкие, не более 100 мкм зерна округлой неправильной формы (см. рис. 4.1-1 В, рис. 4.1-3 А). Локализуются они в основном в межзерновом пространстве между более крупных оливинов и ортопироксенов. Также подвержены вторичному замещению амфиболом (Tr, Act), как и ортопироксены. При этом, следует отметить, что клинопироксен-содержащие перидотиты присутствует только в непосредственном контакте с пироксенитовыми жилами, в гарцбургитах не контактирующих с пироксенитами зерна клинопироксена не обнаружены. В более серпентинизированных образцах перидотитов, где встречается бастит по Орх, клинопироксен обнаружен не был.

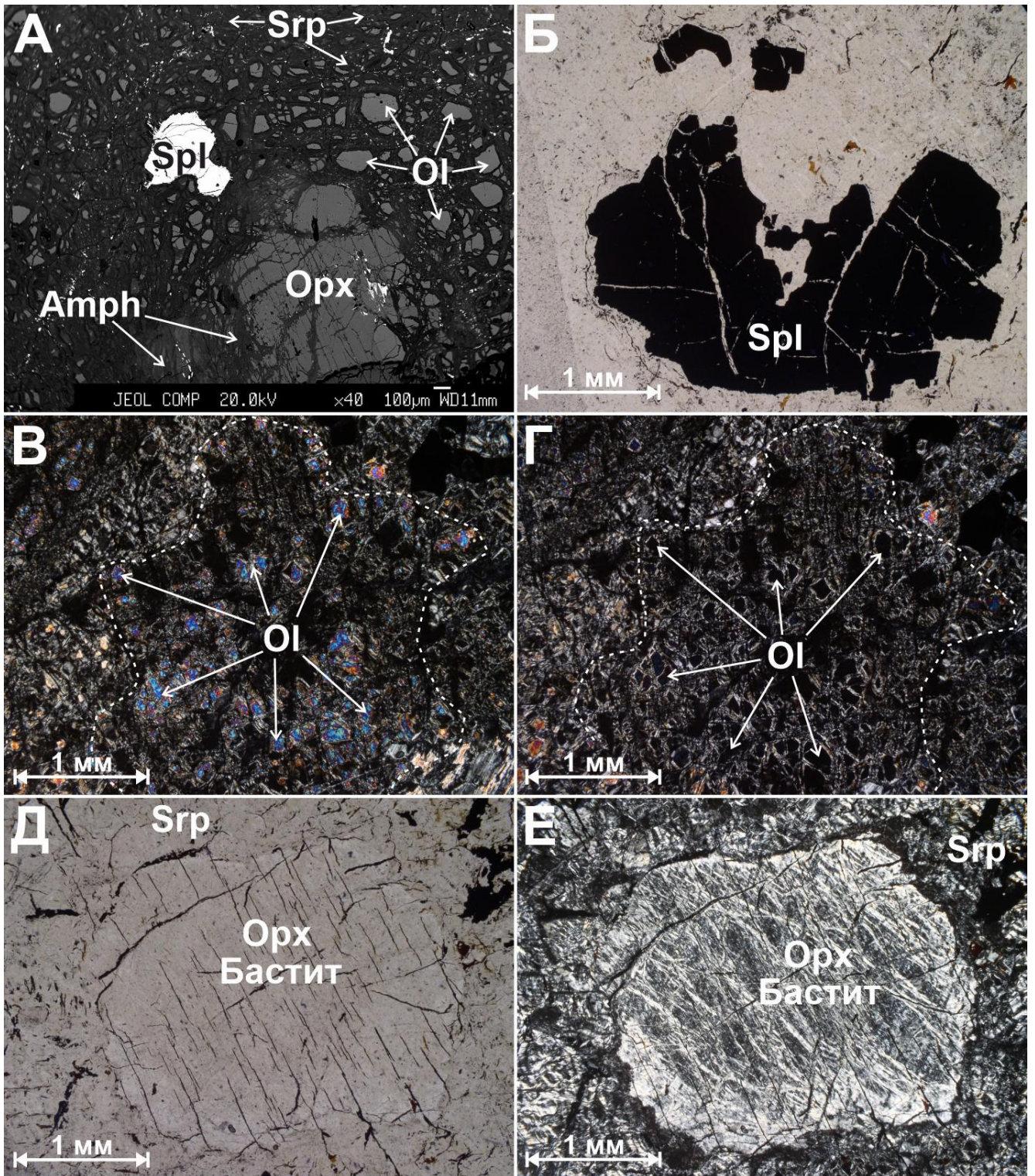


Рис. 4.1-2. Взаимоотношения минералов в серпентинизированных гарцбургитах Эггингольского массива.

А – общий вид зерен хромшпинели, оливина и ортопироксена, обр. № МР13-08/6, гарцбургит; Б – крупная червеобразная хромшпинель, обр. № М11-71/3; В, Г – реставрация формы и размера зерна по погасанию реликтов оливина в серпентинитовом матриксе, обр. № М11-70; Д, Е – развитие серпентина по ортопироксену (бастит), обр. № М11-71/5; А – снимок выполнен в обратно-рассеянных электронах, Б-Е – снимки получены при скрещенных (В, Г, Е) и параллельных (Б, Д) поляризаторах в проходящем свете.

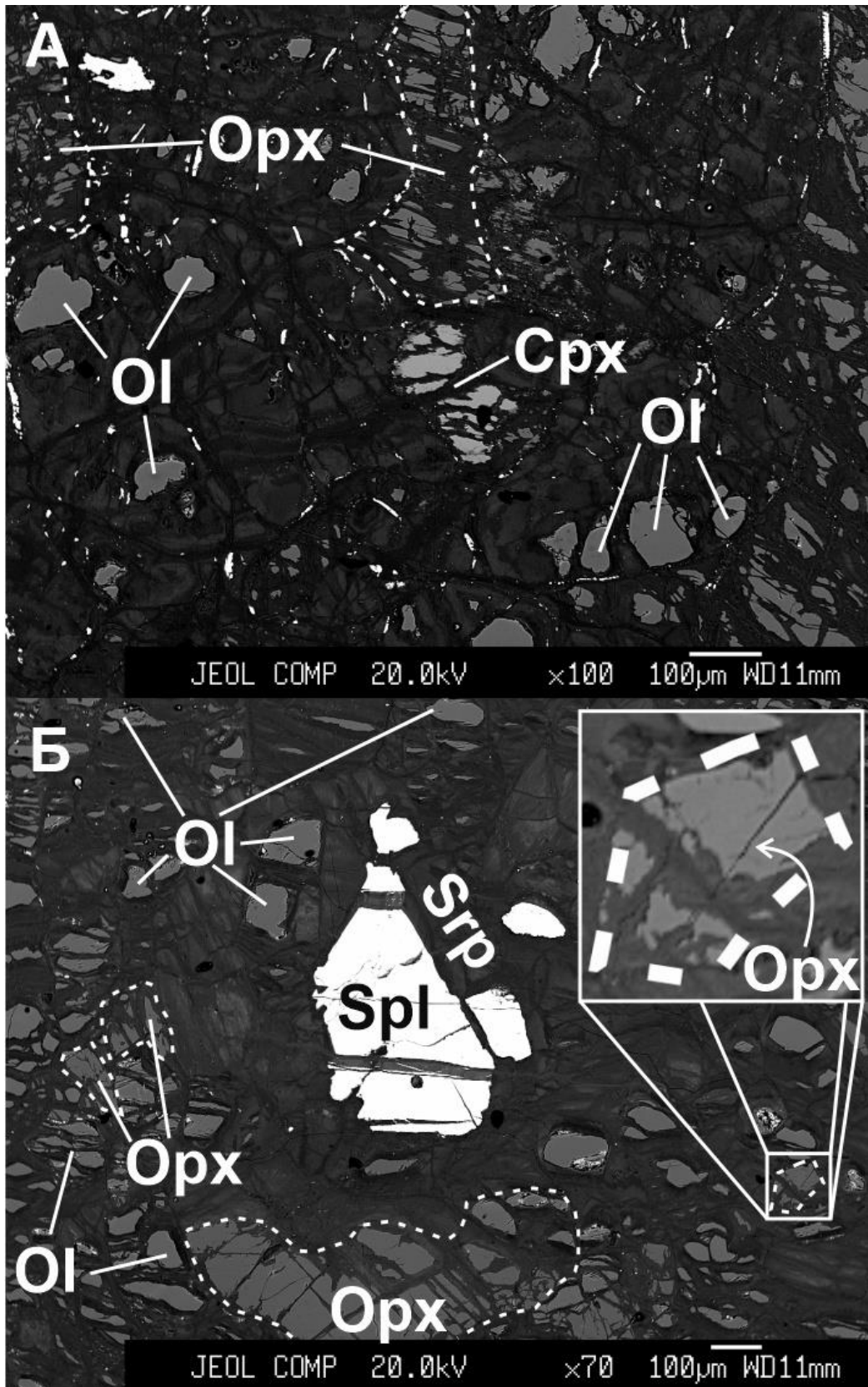


Рис. 4.1-3. Общий вид орто- и клинопироксенов в серпентинизированных гарцбургитах на контакте с пироксенитовыми жилами.

А – мелкие зерна ортопироксена и клинопироксена неправильной формы, обр. № MP13-21-1, гарцбургит; Б – мелкие зерна ортопироксена вблизи субидiomорфной хромшпинели, обр. № MP13-29V, гарцбургит.

Хромшпинелиды образуют различного размера зерна от 0.3 до 1.5 мм неправильной, округлой (см. рис. 4.1-2А, Б, рис. 4.1-4 А), червеобразной формы, (см. рис. 4.1-4 Б). Они приурочены к межзерновым пространствам и не встречаются внутри реликтовых зерен оливина и ортопироксена. Их окраска в шлифе изменяется от темно-коричневой до почти черной. Разбиты трещинами, которые заполнены серпентином (см. рис. 4.1-4 В, Г). По краям зерен и трещинам развивается тонкая (до 10 мкм) кайма магнетита (см. рис. 4.1-4 А).

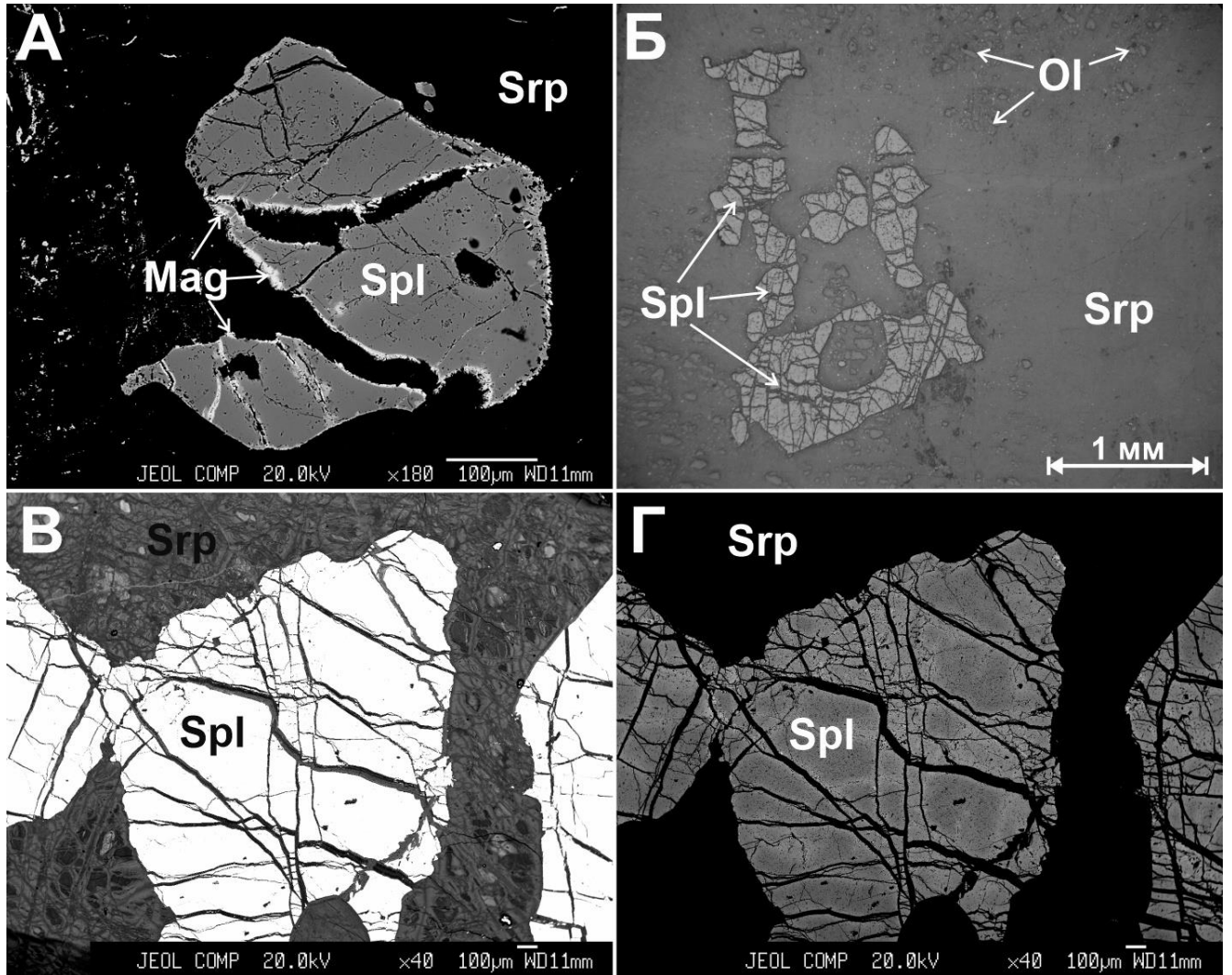


Рис. 4.1-4. Вид хромшпинелида в серпентинизированных гарцбургитах.

А – наличие тонкой магнетитовой каймы по краю зерна хромшпинели, обр. № МР13-08; Б – общий вид крупной червеобразной хромшпинели в гарцбургите на контакте с ортопироксенитовой жилой, обр. № МР13-25/1S; В, Г – общий вид крупной хромшпинели и наличие высок-Сг участков внутри самой хромшпинели приуроченные к трещинам, обр. № МР13-22/1. А, В, Г – снимок выполнен в обратно-рассеянных электронах; Б – снимок получен в отраженном свете с микроскопа.

Серпентин представлен двумя разновидностями: первый тип – развивается по оливину (см. рис. 4.1-1 А, рис. 4.1-2 А), представляет собой спутанно-волокнустый агрегат внутри которого могут оставаться реликты первичных силикатов; второй тип – развивается по

ортопироксену (см. рис. 4.1-2 Д, Е), образуя по нему бастит, также может образовывать сростания с тремолитом и актинолитом. Обе разновидности серпентина, по данным порошковой дифрактометрии (аналитик Канева Е.В.), представлены хризотилом.

Изучаемые перидотиты представляют собой метаморфические породы – серпентиниты, протолитом которых являются гарцбургиты. Терминология структур метаморфических пород особенно применима к подобного рода перидотитам, подвергшимся твердопластичным деформациям. В результате петрографических исследований было установлено, что серпентинизированные гарцбургиты Эггингола имеют массивную текстуру и протогранулярную микроструктуру. Данный тип микроструктуры характеризуется наличием примерно одинаковых по размерам (первые мм), изометричных пироксенов и оливина и сочленением этих минералов под углом  $120^\circ$ , что говорит о слабом влиянии процессов вязкого течения на породы. В исследуемых перидотитах, соблюдаются все вышеописанные признаки протогранулярной микроструктуры, однако, наблюдаются и отклонения.

Следует отметить, что немногочисленные зерна клинопироксена имеют значительно меньшие размеры (~100 мкм, см. рис. 4.1-1 В, рис. 4.1-3 А) чем остальные силикаты и располагаются внутри границ крупных зерен ортопироксена, часть зерен ортопироксенов также имеет значительно меньший размер (~50-100 мкм, см. рис. 4.1-3 Б) и располагаются вблизи границ более крупных оливинов. В случае, если перидотиты подвергаются высоким степеням деформирования при твердопластичном течении, в породах происходит перекристаллизация минералов (изменение формы и дробление на более мелкие зерна), при которой зерна пироксенов меняют свою форму (становятся вытянутыми), а зерна оливина дробятся на более мелкие [Mercier, Nicolas, 1975]. В исследуемых перидотитах наблюдается обратная картина, что не может быть объяснено в рамках модели течения перидотитов. Кроме того, нахождение мелких зерен пироксенов было установлено только в контактирующих с пироксенитовыми жилами образцах серпентинизированных гарцбургитов, что также указывает на их совместный генезис.

#### 4.2. Пироксенитовые жилы

Пироксениты имеют серый (ортопироксениты) и серо-зеленый (вебстериты) цвет, массивную текстуру и средне-крупнозернистую гипидиоморфнозернистую структуру (рис. 4.2-1). Такая структура предполагает различную степень идиоморфизма слагающих породу минералов, в ортопироксенитах зерна ортопироксена характеризуются большей степенью идиоморфизма чем клинопироксен (рис. 4.2-1 А), в вебстеритах оба пироксена идиоморфны, но ортопироксен характеризуется более правильными очертаниями чем клинопироксен (рис. 4.2-1 Б).

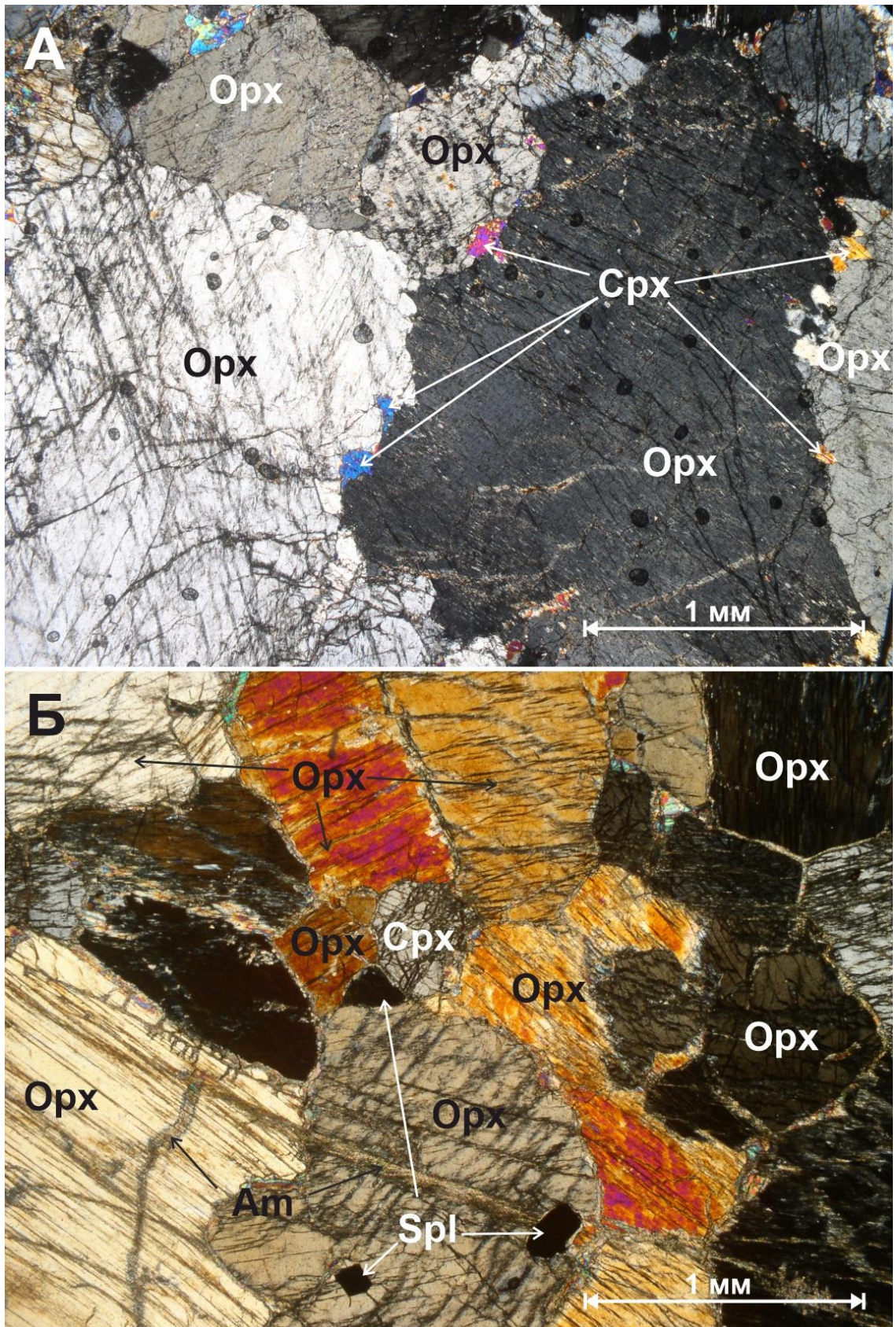


Рис. 4.2-1. Общий вид структур пироксенитов, взаимоотношения орто- и клинопироксена в породе. Поляризаторы скрещены.

А – мелкие, неправильной формы зерна клинопироксена между крупных более идиоморфных зерен ортопироксена, обр. М11-76/2, ортопироксенитовая жила; Б – включения идиоморфной хромшпинели в зерне ортопироксена, а также более крупные зерна клинопироксена, обр. №М11-71, вебстеритовая жила.

Пироксениты характеризуются бóльшими (относительно перидотитов) вариациями минерального состава: количество ортопироксена изменяется от 23 до 99 об. %, клинопироксена – от 1 до 77 об. %, оливина – от 0 до 1 об. %, шпинели – от 0 до 2 об. %. Как видно из модального состава (см. рис. 4.1), пироксениты образуют непрерывный ряд ортопироксенит – вебстерит. Вторичные минералы представлены: амфиболом (Tr, Act, Hbl, < 10 об. %), серпентином (< 3 об. %), хлоритом (< 3 об. %).

Оливин представлен двумя разновидностями. O11 образует скопления, и представляет собой единичные зерна неправильной формы, размер отдельных зерен и в скоплениях варьирует от ~100 мкм до 1 мм (рис. 4.2-2, обр. МР13-01/4-2 ~1 см; рис. 4.2-3, обр. М11-71 ~10 см). Локализуется O11 только в маломощных ортопироксенитовых жилах, мощностью от 1 до 10 см на контакте с гарцбургитом.

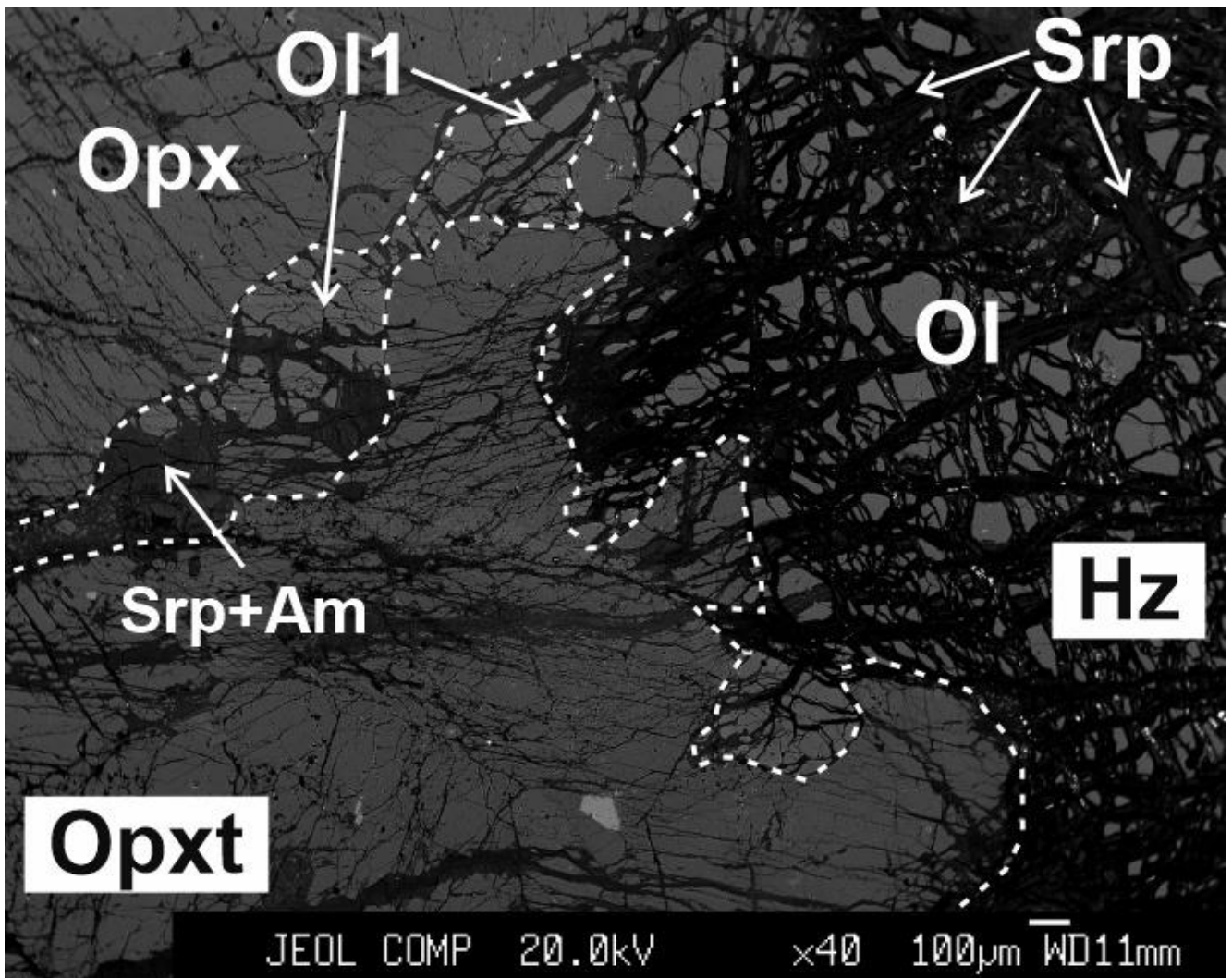


Рис. 4.2-2. Микроструктурные особенности контакта гарцбургит – ортопироксенитовая жила.

Контакт серпентинизированного гарцбургита с ортопироксенитовым прожилком (~ 1 см), наблюдаются скопления реликтов зерен гарцбургитового оливина в ортопироксенитовом прожилке, обр. № МР13-01/4-2. O11 – 1 разновидность оливина в ортопироксенитах. Снимок выполнен в обратно-рассеянных электронах.



Также как и в гарцбургитах O11 замещается серпентином, в местах скоплений большого количества зерен образуется петельчатая структура (см. рис. 4.2-2, рис. 4.2-3). Размер просечек серпентина секущих зерна оливина внутри этих цепочек значительно меньше таковых в контактирующем серпентинизированном гарцбургите. Скопления O11 образуют «цепочки» которые проникают в ортопироксенитовую жилу из контактирующего гарцбургита (см. рис 4.2-2). O11 по морфологическим признакам (размер и форма зерна, локализация в приконтактовой области) похож на таковые в окружающих серпентинизированных гарцбургитах. Структурно-текстурные признаки данных оливинов позволяют интерпретировать их как реликты оливинов, контактирующих гарцбургитов.

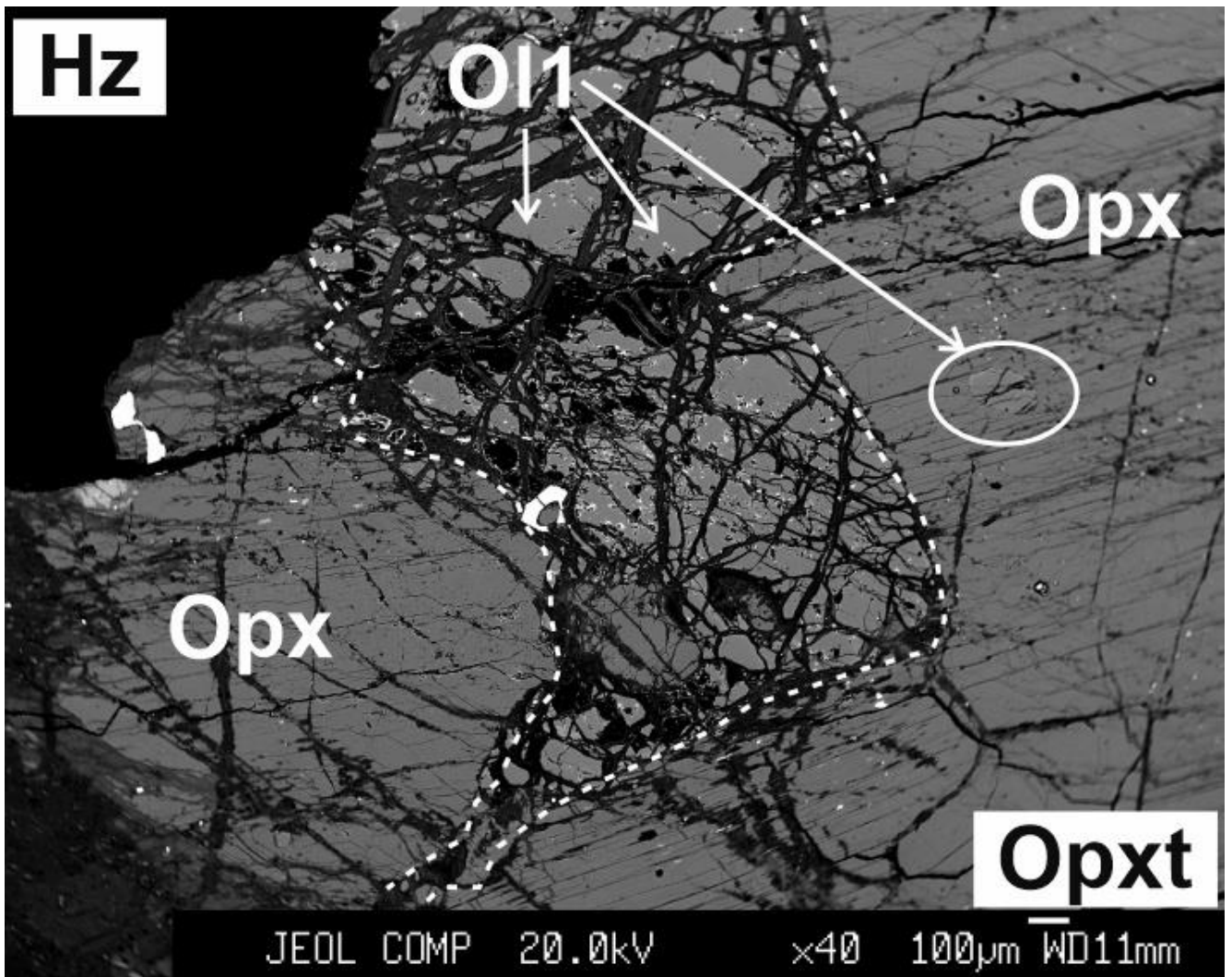


Рис. 4.2-3. Микроструктурные особенности контакта гарцбургит – ортопироксенитовая жила.

Контакт серпентинизированного гарцбургита с ортопироксенитовой жилой (~ 10 см), наблюдаются скопления и единичные зерна оливина из гарцбургитовой части контакта внутри ортопироксенитовой жилы, обр. № M11-71a. O11 – разновидность оливина 1. Снимок выполнен в обратно-рассеянных электронах.

O12 представляет собой неправильные «заливистые» агрегаты, которые расположены внутри и по краям зерен пироксенов (рис. 5.5-1 В, Г). В основном образует сростки с

метаморфическими тремолитом и тальком. Размер этих сростаний не превышает 40 мкм, часто они ассоциируют с вторичными тремолитом и магнезиальной роговой обманкой. По ним не развивается серпентин, природа образования O12 явно не связана с процессом частичного плавления, как в случае с O11.

Ортопироксен образует зерна размерами от первых сотен микрон до 3-5 мм (рис. 4.2-4 В, см. рис. 4.2-6 Г). Форма кристаллов варьирует от вытянутой таблитчатой (крупные) (см. рис. 4.2-1) до неправильной с неровными границами (мелкие) (рис. 4.2-4 А). В ортопироксенитах границы зерен не всегда ровные и прямолинейные, часто могут наблюдаться заливы и разрывы краев зерен (см. рис. 4.2-1 А). В вебстеритах напротив, ортопироксены образуют хорошо ограненные таблицы с ровными и прямыми границами (см. рис. 4.2-1 Б). В крупных ортопироксенах присутствуют клинопироксеновые структуры распада (см. рис. 4.2-4 Б), они ориентированы согласно спайности и удлинения зерна. Почти везде с краевых частей и по трещинам зерна ортопироксена замещаются амфиболом различного состава (Tr, Act, Hbl, см. рис. 4.2-1, рис. 4.2-4 А, Г; рис. 4.2-5 А, В).

В ортопироксенитах клинопироксен представлен зернами неправильной формы от первых десятков до первых сотен микрон, которые развиваются по краям ортопироксена и в межзерновых пространствах (см. рис. 4.2-1 А, рис. 4.2-4 В). Какие-либо структуры распада в этих зернах отсутствуют. Они могли быть отжаты из структур распада из более крупных ортопироксенов, либо образоваться при кристаллизации из просачивающегося расплава, или при взаимодействии этого расплава с ортопироксенитом. В вебстеритах зерна клинопироксена значительно варьируют по размеру, от первых десятков микрон (см. рис. 4.2-4 А) как в ортопироксенитах, до первых мм (см. рис. 4.2-1 Б, рис. 4.2-4 Г). Форма зерен при этом меняется слабо, мелкие зерна имеют неправильную заливистую форму, крупные образуют более угловатые индивиды с неровными краями. Все крупные зерна клинопироксена имеют ортопироксеновые структуры распада (см. рис. 4.2-4 Г). Таким образом можно заключить, что в ортопироксенитах и вебстеритах клинопироксен по отношению к ортопироксену имеет подчиненный характер и образуется после него.

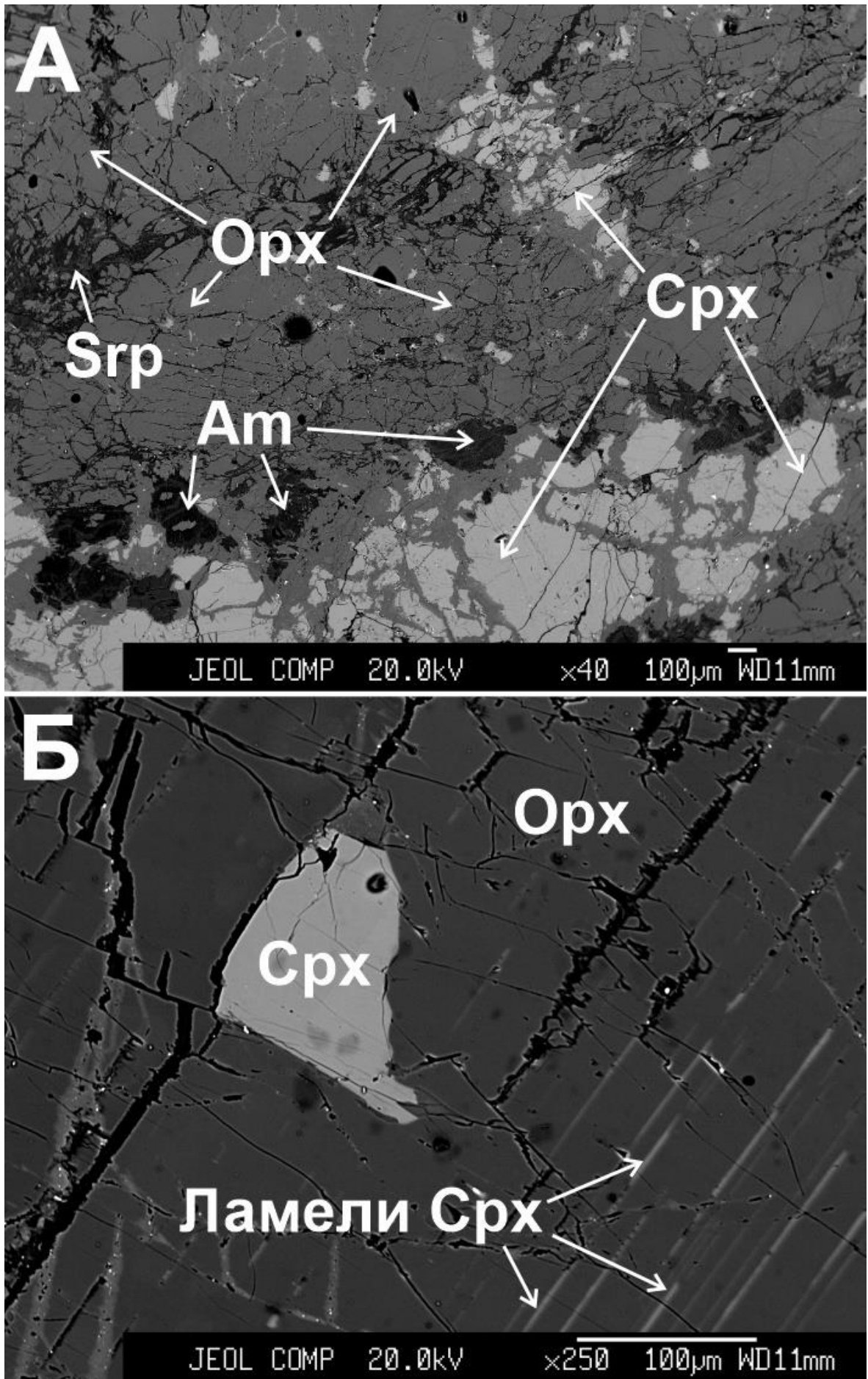


Рис. 4.2-4. Микроструктурные особенности пироксенитовых жил.

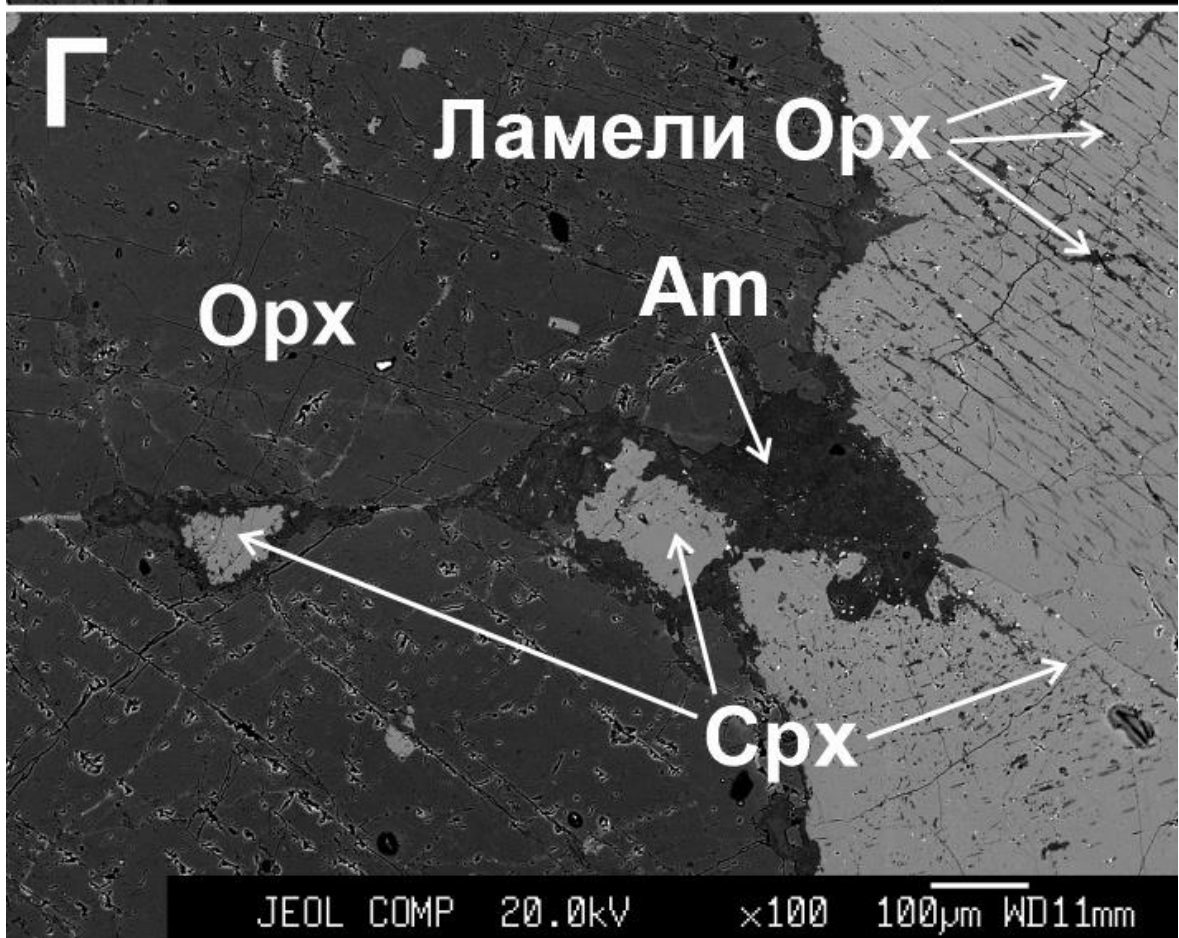
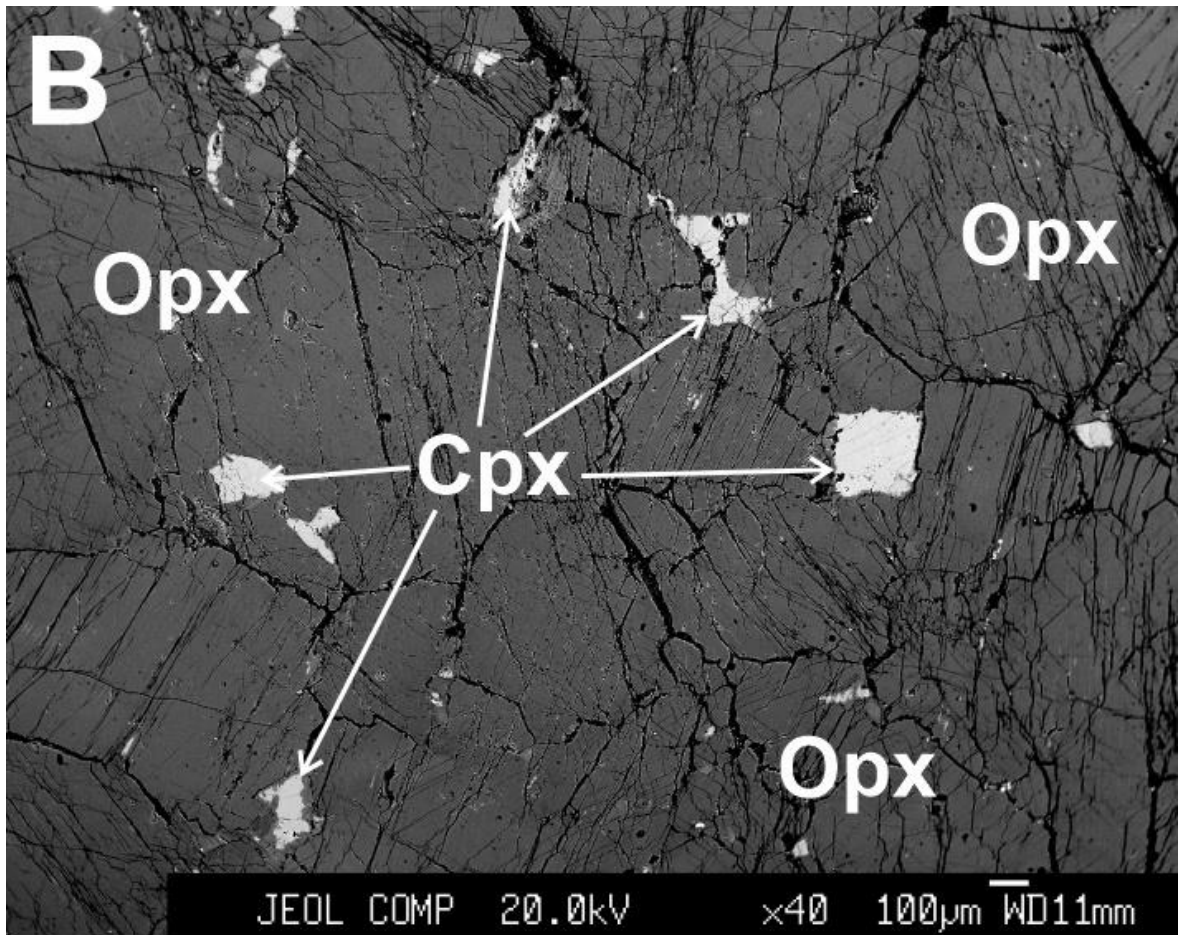


Рис. 4.2-4. Окончание.

А – взаимоотношения зерен орто- и клинопироксенов в вебстеритовой жиле, с развивающимися по ним амфиболом, обр. № МР13-16/1, вебстерит; Б – клинопироксеновые структуры распада в ортопироксене и новообразованное зерно клинопироксена на краю ортопироксена, обр. № МР13-30, ортопироксенит; В – взаимоотношения орто- и клинопироксенов в ортопироксенитовой жиле, обр. № М11-71, ортопироксенит; Г – взаимоотношения крупных орто- и клинопироксенов в вебстеритовой жиле, наличие ортопироксеновых структур распада в клинопироксене, образование мелких зерен клинопироксена на границе крупных ортопироксенов, обр. № МР13-22, вебстерит. Снимок выполнен в обратно-рассеянных электронах.

В крупных зернах клинопироксена вебстеритов (рис. 4.2-5) установлены реликты ортопироксена размерами в первые сотни микрон и меньше. Форма данных реликтов неправильная, часто угловатая, пространство между реликтом Орх и клинопироксеном заполнено смесью амфиболов (Тг + Аст), часто они полностью замещаются смесью амфибола и серпентина (рис. 4.2-5 Г). Локализуются реликты в основном вблизи контактов более крупных зерен орто- и клинопироксена (рис. 4.2-5 Б, В). Расположены реликты Орх внутри зерен клинопироксена незакономерно, их размер также не зависит от близости или удаления от контакта с самостоятельными зернами ортопироксена.

Взаимоотношения орто- и клинопироксена в пироксенитовых жилах не предполагают какой-то упорядоченности или ориентировки зерен в зависимости от мощности (ближе или дальше от контакта с перидотитом) или минерального состава самой жилы.

Хромшпинель в пироксенитовых жилах представлена двумя разновидностями. Spl1 – крупная шпинель червеобразной, неправильной или округлой формы (рис. 4.2-6 А, Г). Размер зерен шпинели варьирует от первых сотен мкм до 1-2 мм. Локализуются хромшпинели Spl1 преимущественно на контакте серпентинизированных гарцбургитов и ортопироксенитовых жил, а также в самих ортопироксенитах, в вебстеритах Spl1 не обнаружена. Следует отметить, что наибольшее количество Spl1 наблюдается на контакте и внутри самых маломощных ортопироксенитовых жил. В пироксенитах Spl1 находится в межзерновом пространстве пироксенов, не несет в себе никаких включений. По краю зерен можно наблюдать тонкую магнетитовую кайму. По всем петрографическим особенностям – форма, размер, взаимоотношения с силикатными минералами – Spl1 подобна таковой из вмещающих серпентинизированных гарцбургитов, которые формировались при частичном плавлении, и, вероятно, представляют собой реликты от предшествующих гарцбургитов как и O11 в маломощных ортопироксенитовых жилах, на что также указывает их (Spl1 и O11) тесная ассоциация в ряде образцов пироксенитов (рис. 4.2-6 Б).

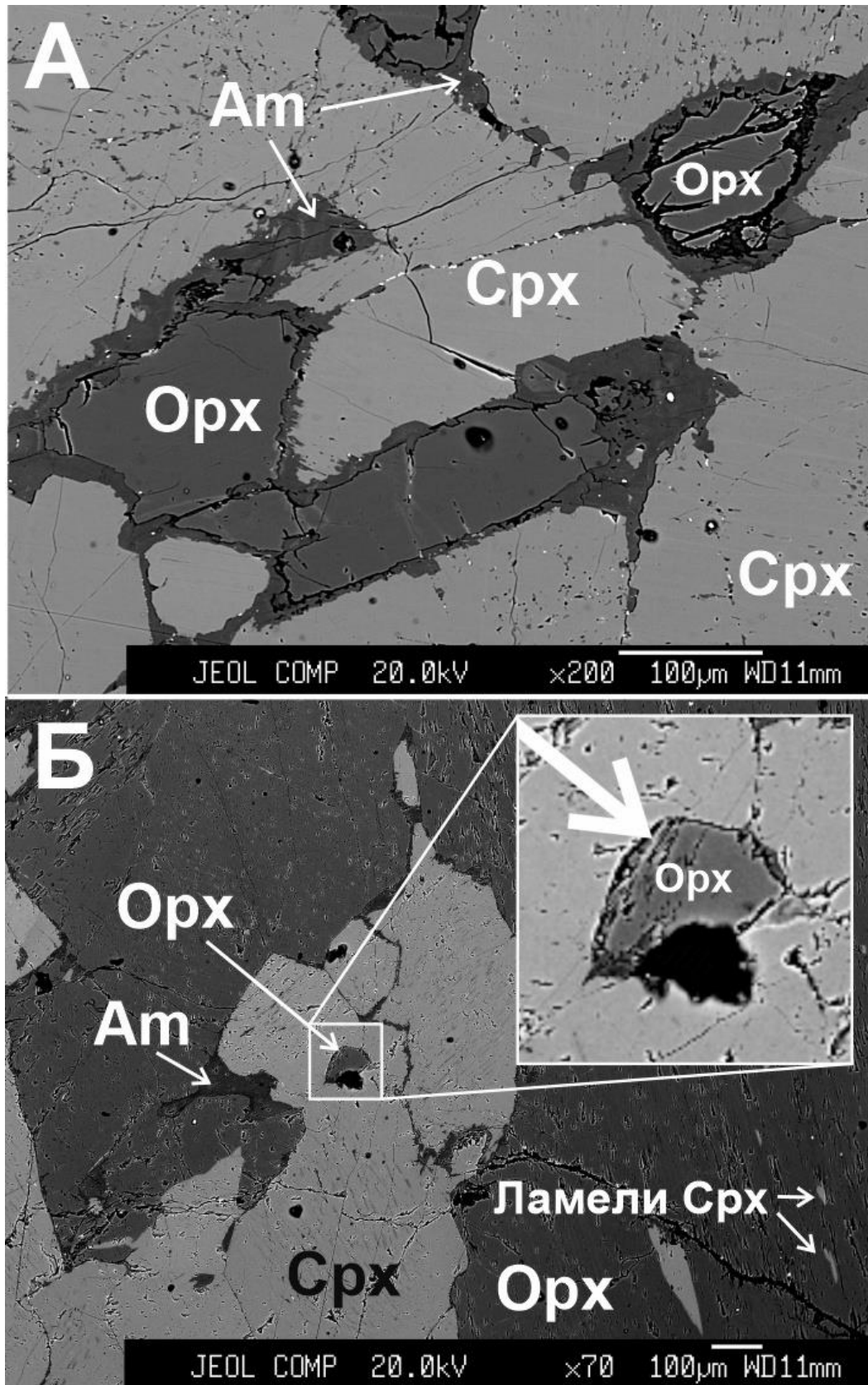


Рис 4.2-5. Микроструктурные особенности вебстеритовых жил.

А – реликтовые мелкие зерна ортопироксена внутри более крупных клинопироксенов, между пироксенами развивается амфибол, обр. № М11-159, вебстерит; Б – взаимоотношения зерен орто- и клинопироксенов, наличие клинопироксеновых структур распада ортопироксене, реликты ортопироксена внутри зерна клинопироксена, развитие амфибола по краям пироксенов, обр. № МР13-23/2, вебстерит;

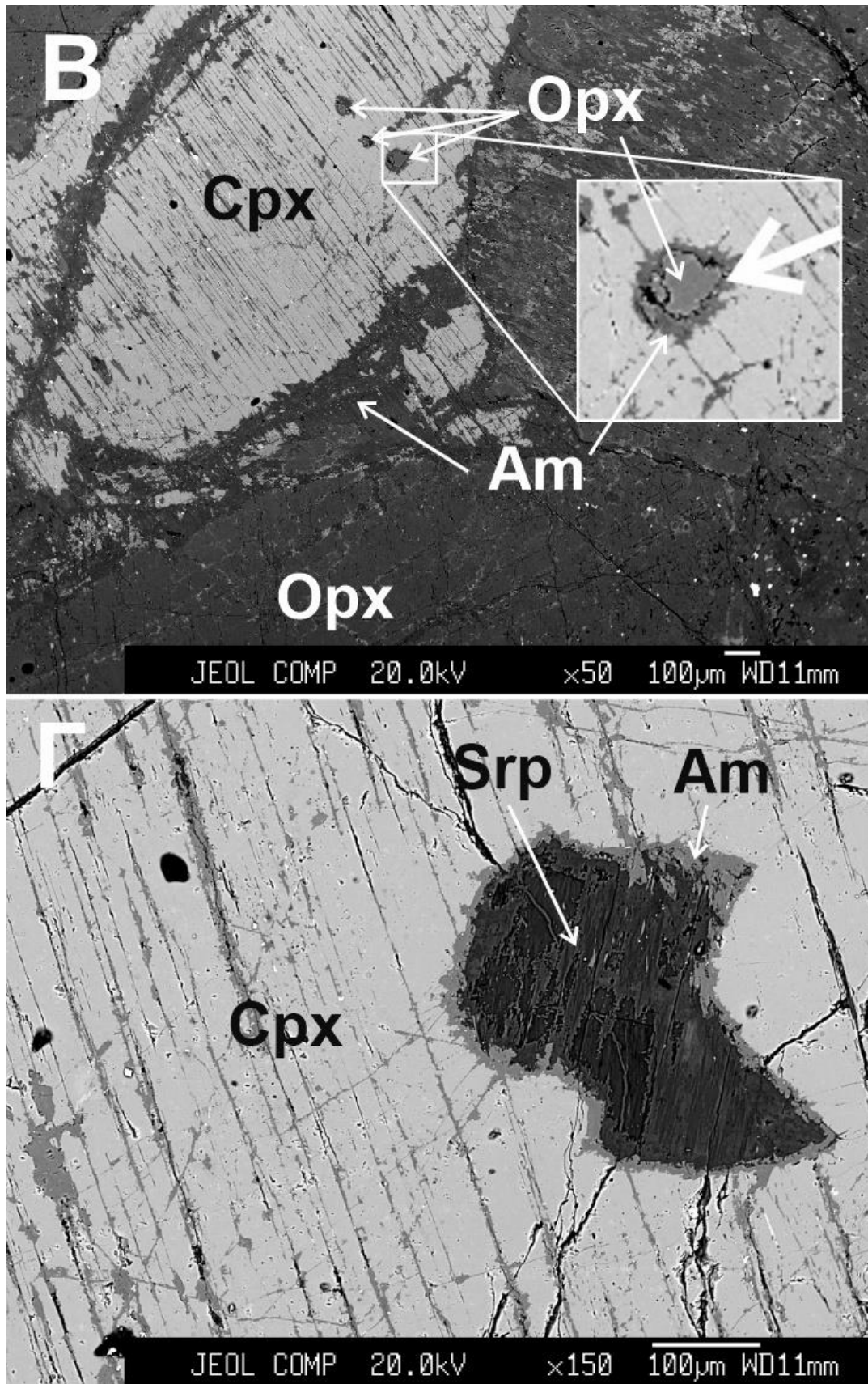


Рис 4.2-5. Окончание.

В – взаимоотношения зерен орто- и клинопироксенов, наличие реликтов ортопироксена внутри клинопироксена, развитие амфибола по краям пироксенов, обр. № MP13-22, вебстерит; Г – бастит (смесь Cst1 + Tr) по реликту ортопироксена в крупном зерне клинопироксена, обр. № MP13-08/1-3, вебстерит. Снимок выполнен в обратно-рассеянных электронах.

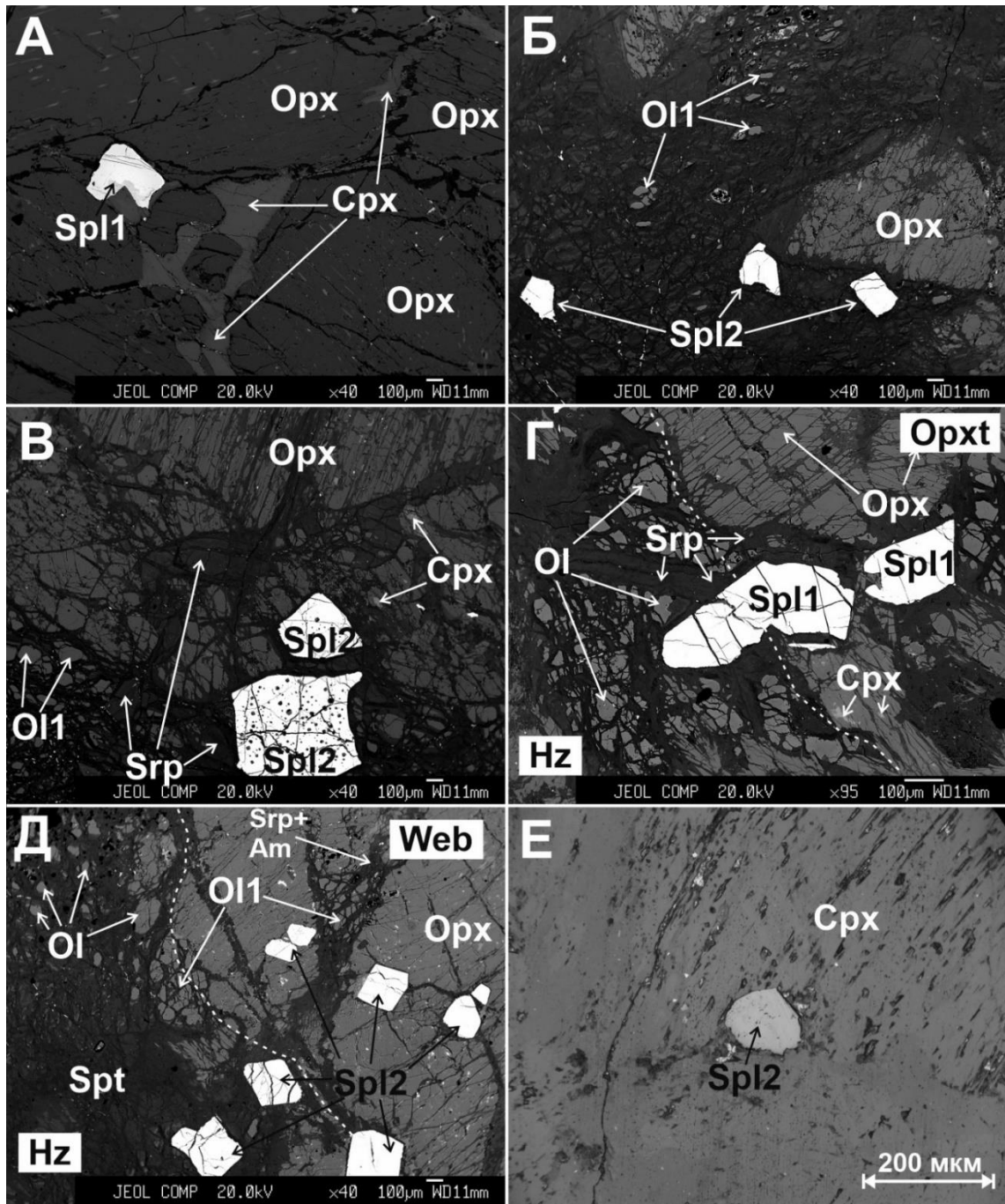


Рис. 4.2-6. Вид хромшпинелидов в пироксенитах Эггингола.

А – крупная хромшпинель неправильной формы (Spl1) вместе с бесформенным клинопироксеном в межзерновом пространстве ортопироксенов, зерна ортопироксена с клинопироксеновыми структурами распада, обр. № MP13-10/1, ортопироксенит; Б – угловатая хромшпинель (Spl2) в межзерновом пространстве, наличие гарцбургитового оливина (Ol1), обр. № MP13-10/9, ортопироксенит; В – угловатая хромшпинель (Spl2) с большим количеством силикатных микровключений, обр. № MP13-21-2, ортопироксенит; Г – контакт ортопироксенит – гарцбургит и наличие двух типов хромшпинелей (неправильной формы с неровными краями – Spl1, угловатой с ровными гранями Spl2) в межзерновом пространстве, обр. № MP13-22, ортопироксенит; Д – контакт вебстерит – гарцбургит с большим количеством мелкой угловатой хромшпинели (Spl2) внутри зерен ортопироксена и межзерновом пространстве, есть также реликты гарцбургитового оливина (Ol1) внутри жилы, обр. № MP13-22, вебстерит; Е – угловатая хромшпинель (Spl2) внутри зерна клинопироксена, обр. № MP13-22, вебстерит. Снимки выполнены в обратно-рассеянных электронах (А-Д), и отраженном свете (Е).



Spl2 – более мелкая хромшпинель угловатой, иногда идиоморфной формы (см. рис. 4.2-6 Б, В, Д, Е). Размер этого типа шпинели меньше чем Spl1 и варьирует от ~10 до 800 мкм. Spl2 встречаются в мощных (> 10 см) ортопироксенитовых жилах вместе с Spl1, в вебстеритах а также на контакте вебстеритов с гарцбургитами (см. рис. 4.2-6 Д). В пироксенитах Spl2 находится как в межзерновом пространстве (см. рис. 4.2-6 Б, В), так и виде включений в зернах пироксенов (см. рис. 4.2-6 Д, Е). Иногда Spl2 содержит в себе включения силикатных минералов и, вероятно, силикатные расплавные микровключения (см. рис. 4.2-6 В). Такие морфологические особенности Spl2 (хромшпинель как включение в пироксенах, а также наличие силикатных микровключений в самой Spl2) указывают на отличающийся от Spl1 генезис, и вероятно могут быть связаны частичной кристаллизацией из расплава. Кроме того, следует заметить, что общее количество хромшпинели (Spl1 и Spl2) и ее размер непрерывно уменьшается в ряду серпентинизированный гарцбургит – маломощная ортопироксенитовая жила (<10 см) – мощный ортопироксенит (>10 см) – вебстерит.

Таким образом, отсутствие четких и ровных границ между пироксенитами и перидотитами, а также зон закалок, полностью идиоморфных зерен пироксенов, какой-либо ориентировки зерен в направлении центр-край жилы говорят о том, что пироксениты Эгийнгола представляют собой не дайковые тела, т.е. не представляют собой прямые кумуляты на стенках трещин перидотитов. Их природа скорее связана с реакцией между просачивающимся расплавом и перидотитами верхней мантии. Такой вывод можно сделать благодаря наличию реликтов оливинов внутри маломощных ортопироксенитовых жил, а также общему падению количества хромшпинели в ряду перидотит – ортопироксенит – вебстерит, что также косвенно говорит о ее реликтовой природе.

### 4.3. Хромитовое оруденение

Хромититы представляют собой черного цвета массивные и черно-желтого цвета вкрапленные руды. Образуют делювиальные россыпи, географически приурочены к местонахождениям пироксенитовых жил. Суммарная площадь выхода делювиальных россыпей ~2-4 км<sup>2</sup> (см. рис. 2.2-1). Количество хромшпинелида в породах варьирует от 30 об. % во вкрапленных и до 80-95 об. % в массивных рудах. Структура вкрапленных разновидностей гипидиоморфнозернистая (рис. 4.3-1 Б), массивных – сидеронитовая (рис. 4.3-1 А). Силикатная часть пород нацело замещена серпентином, в меньшей степени развиты хлорит и тальк.

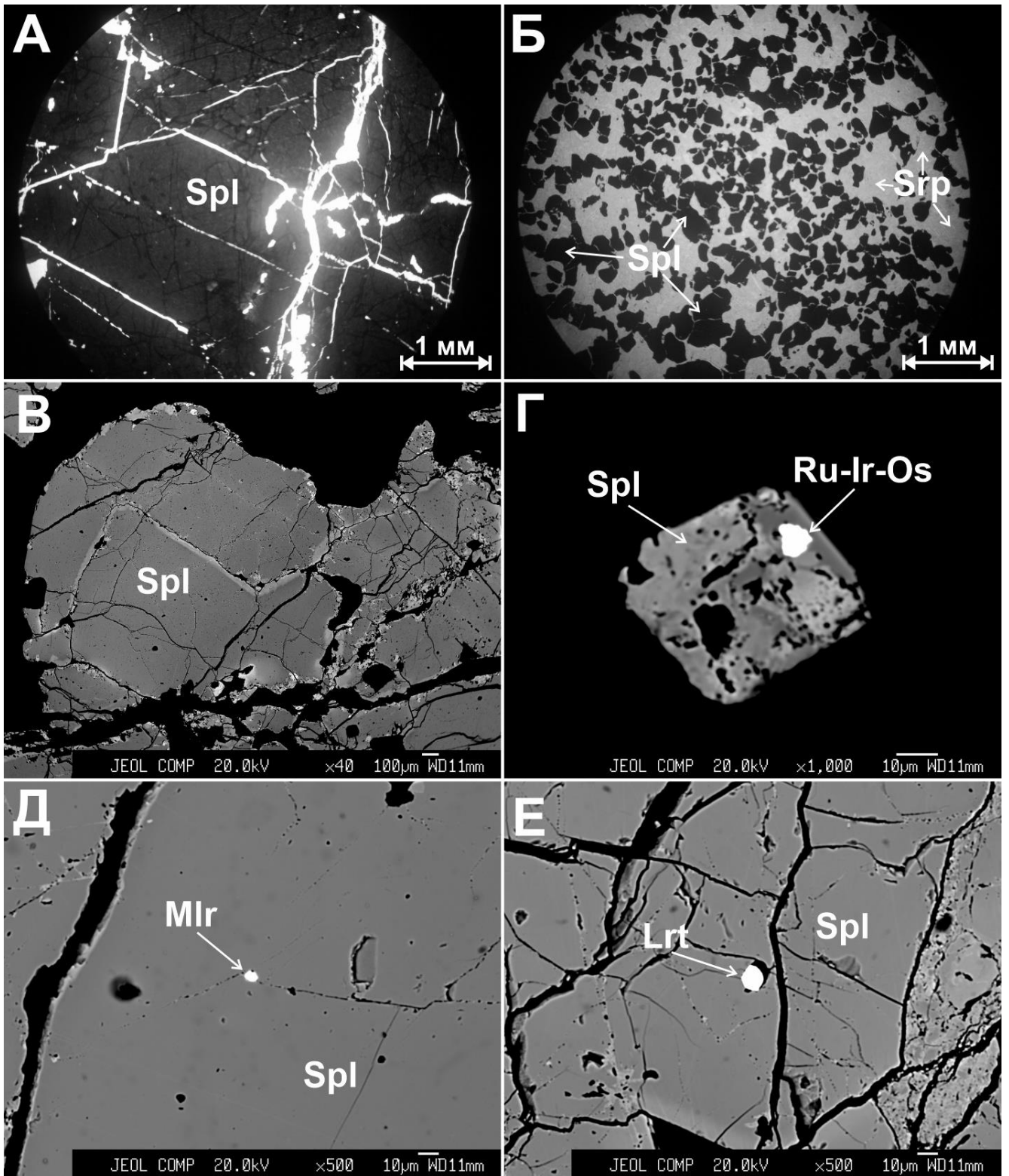


Рис. 4.3-1. Микроструктурные особенности выделений хромшпинелидов в хромититах Эггингольского массива.

А и Б – массивные и вкрапленные руды соответственно, в проходящем свете, с сидеронитовой (А) и гипидиоморфнозернистой (Б) структурами; В – метаморфические изменения (Spl2) по краям основной части (Spl1) хромшпинелидов в хромититах; Г – включение Ru-Ir-Os сплава в хромшпинелиде из хромитита; Д – включение миллерита; Е – включение лаурита. А, Б, – микрофотографии шлифов в проходящем свете. В-Е – изображения в обратно-рассеянных электронах.

Во вкрапленных рудах гипидиоморфные зерна хромшпинели имеют размеры 0.5-1.5 мм (рис. 4.3-1 Б), в массивных рудах форма и размеры зерен не определяются (рис. 4.3-1 А), в них хромшпинелиды разбиты трещинами, которые заполнены смесью вторичных минералов – серпентином и хлоритом. Во вкрапленных хромититах по краю хромшпинели наблюдается развитие более светлой части шпинели (рис. 4.3-1 В), локально по краю появляются участки, выполненные магнетитом. В хромшпинелидах хромититов присутствуют минералы платиновой группы (МПП), а также сульфиды и сульфоарсениды никеля. Они имеют идиоморфную и округлую форму, размер не превышает 10 мкм. Сульфиды и сульфоарсениды располагаются в трещинах (см. рис. 4.3-1 Д, Е), самородные – в краевых частях хромшпинелидов (см. рис. 4.3-1 Г). Самородные МПП представлены Ru-Ir-Os сплавом, их сульфиды и сульфоарсениды – лауритом, лаурит-эрлихманитом, иридистым руарситом. Сульфиды и сульфоарсениды Ni представлены миллеритом и вожминитом.

#### 4.4. Вторичные минералы

В породах Эгийнгольского массива кроме первично-магматических минералов также присутствуют вторично-образованные минералы – амфибол (тремолит, актинолит, магнезиальная роговая обманка), серпентин (хризотил), хлорит (клинохлор), магнетит, тальк, кальцит, а также вторичный оливин (O12), которые были сформированы при метаморфических преобразованиях пород массива.

Минералы группы амфибола распространены в основном в пироксенитах, т.к. развиваются преимущественно по орто- и клинопироксену, в гарцбургитах встречаются только по краям и трещинам ортопироксенов. Размер индивидов установить достаточно сложно, т.к. находится в срастании с тальком (рис. 4.4-1 В) или серпентином (рис. 4.4-1 Г), при большом увеличении данных областей можно увидеть, что амфибол представляет собой мелкозернистый агрегат (рис. 4.4-1 Б, до 10 мкм) который «цементируется» тальком.

Иногда амфибол встречается в виде более крупнозернистых самостоятельных индивидов (рис. 4.4-1 В, 20-30 мкм; рис. 4.4-2 Б, до 40 мкм), что говорит о его более раннем образовании в сравнении с тальком. Развитие амфибола происходит с краев между зерен пироксенов (рис. 4.4-2 А) и внутри трещин проходящих через зерна пироксенов (см. рис. 4.2-5 А). В гарцбургитах ассоциирует с хризотилом, в пироксенитах – с хризотилом, вторичным оливином (O12) и тальком, реже – с хлоритом.

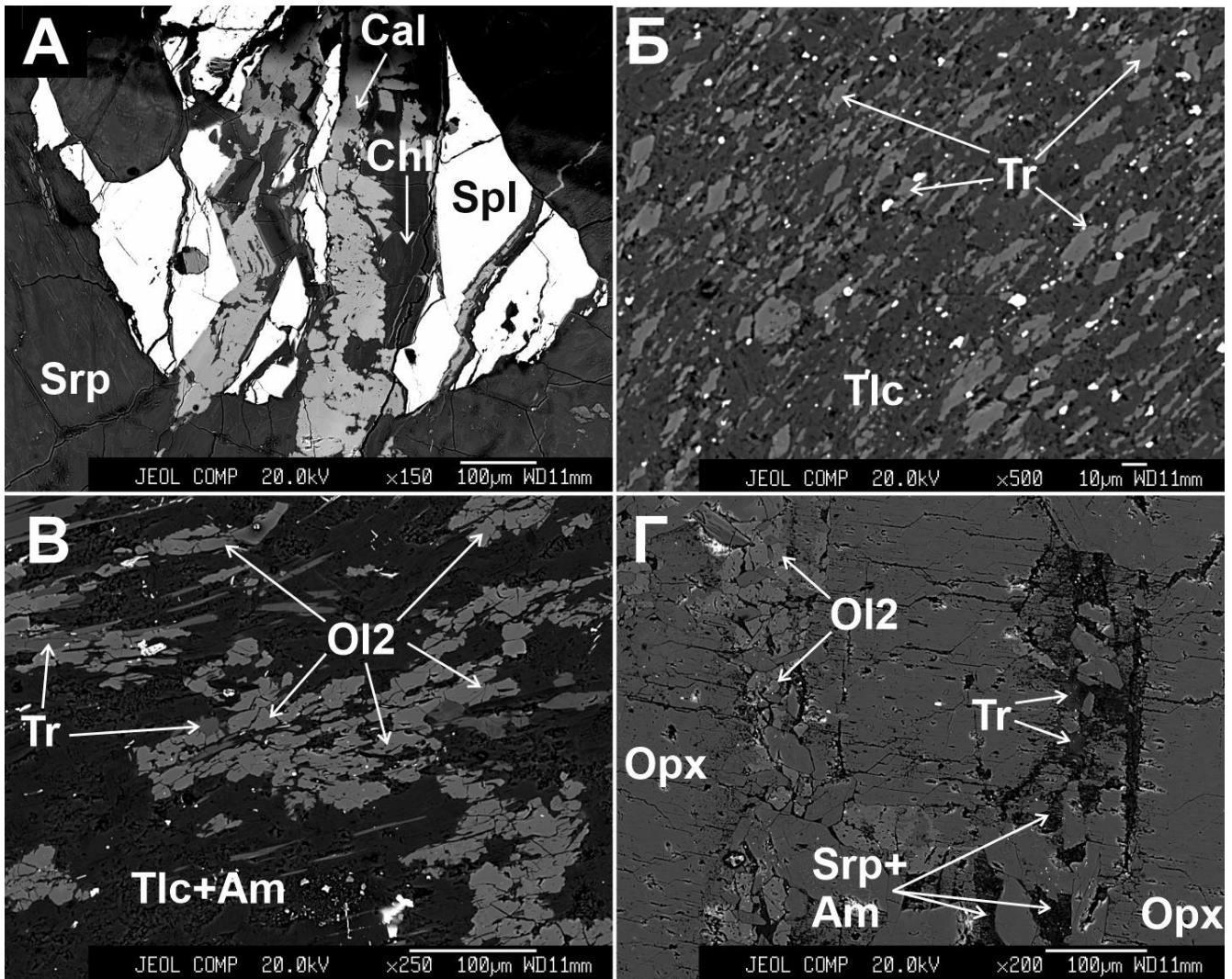


Рис. 4.4-1. Развитие вторичных минералов в ортопироксенитовых жилах Эгийнгольского массива.

А – развитие хлорита вблизи зерна хромшпинели, а также серпентина по первичным силикатам (ортопироксен), кальцит заполняет трещины в породе, обр. № МР13-23Р, ортопироксенит; Б – увеличенный фрагмент смеси талька (основная темно-серая масса) с амфиболом (светло-серые зерна), обр. № МР13-15/4, ортопироксенит.; В – обширное развитие вторичных минералов (вторичный оливин, тремолит и смеси талька с амфиболом) по ортопироксену, обр. № МР13-10/4, ортопироксенит; Г – начало процесса образования вторичного оливина, тремолита, серпентина и амфибола, обр. № МР13-01/7, ортопироксенит.

Серпентин, напротив, встречается в основном в гарцбургитах и хромититах, т.к. развивается преимущественно по оливину, реже – по ортопироксену, образуя при этом бастит (см. рис. 4.1-2 Д, Е). В пироксенитах встречается редко, только в ассоциации с амфиболом при замещении ортопироксена (см. рис. 4.2-5 Г, рис. 5.5-1 Г). Образует спутанно-волоконистые волокна, размерность которых трудно установить. В случае образования бастит по ортопироксену размерность соответствует замещаемому зерну пироксена. По данным порошковой дифрактометрии представляет собой хризотил.

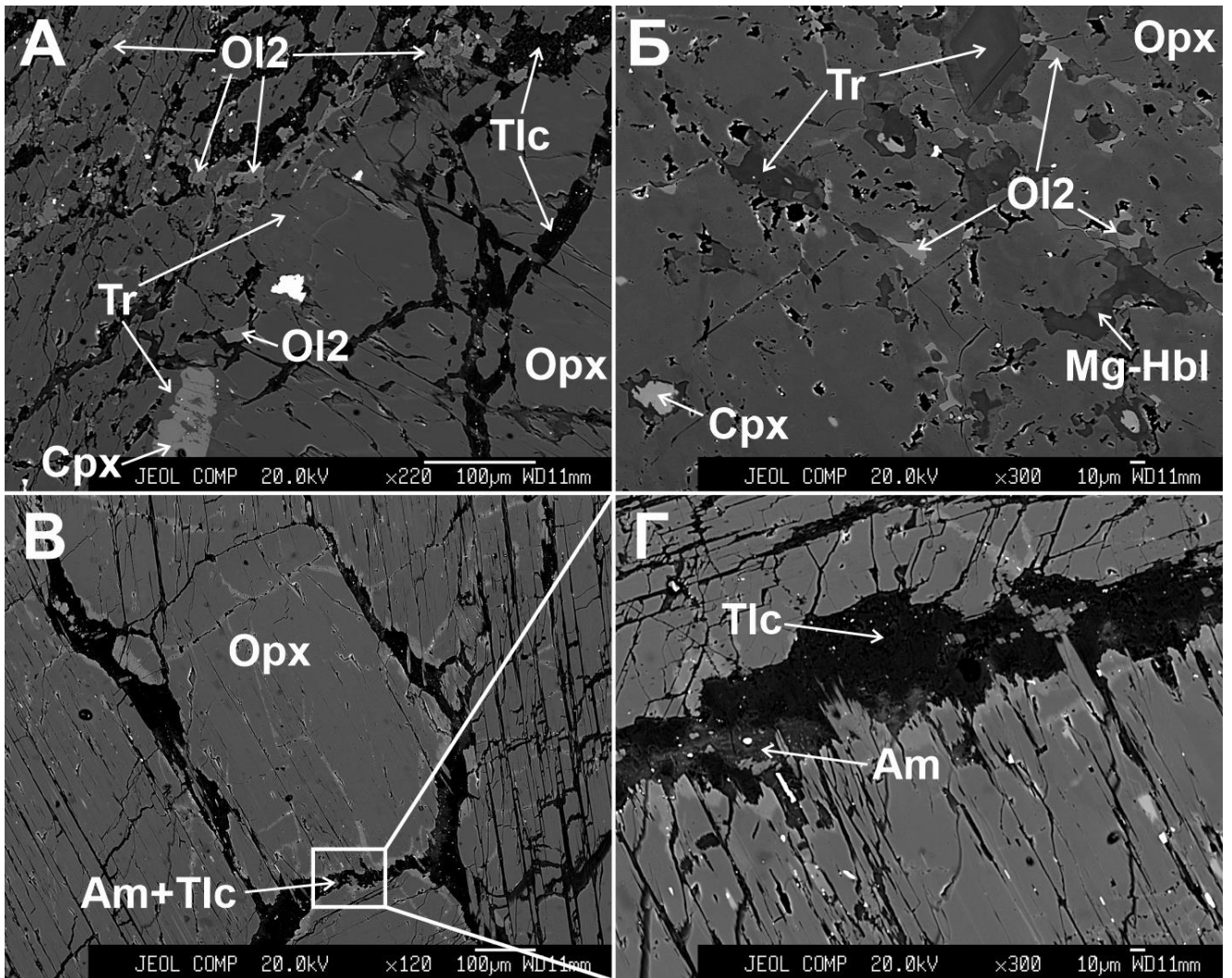


Рис. 4.4-2. Развитие вторичных минералов в ортопироксеновых и вебстеритовых жилах Эгийнгола.

А – развитие вторичного оливина, тремолита и талька по орто- и клинопироксену, обр. № MP13-25/1, ортопироксенит; Б – совместное образование вторичного оливина, тремолита и магнезиальной роговой обманки по зерну ортопироксена, обр. № MP13-15, вебстерит; В и Г (увеличенный фрагмент В) – развитие смеси амфибола и талька по ортопироксену, обр. № MP13-30, ортопироксенит.

Хлорит встречается преимущественно вблизи крупных хромшпинелей во всех породах массива. Образует зерна неправильной формы, размером не более 50-80 мкм (см рис. 5.5-1 А).

Магнетит образует узкие участки-каймы вокруг хромшпинелей (см. рис. 4.1-4 А) в гарцбургитах, пироксенитах и хромититах, а также россыпи мелкозернистых агрегатов, что особенно характерно для гарцбургитов (см. рис. 4.1-4 А). Мощность магнетитовых кайм не превышает 15 мкм.

Тальк встречается только в пироксенитовых жилах. Развивается по зернам ортопироксена совместно с амфиболом (см. рис. 4.4-1 Б, В; рис. 4.4-2 В, Г) и вторичным оливином (см. рис. 4.4-2 А). Размер зерен установить не представляется возможным, т.к. находится в тесной смеси с

вышеуказанными минералами и не имеет четких границ. Локализован, как и амфибол, преимущественно по краю зерен пироксенов и в трещинах последних (см. рис. 4.4-2 В, Г).

Кальцит и доломит не замещают первичные минералы перидотитов и пироксенитов, а заполняет трещины в породах (см. рис. 4.4-1 А). Локализация не имеет четкой закономерности и, по-видимому, зависит больше от степени низкотемпературных преобразований пород в условиях коры. Таким образом, можно заключить, что образование карбонатных минералов связано не метаморфизмом пород, а с их более поздней гидротермальной проработкой в коровых условиях под действием CO<sub>2</sub>-обогащенного флюида, как это было показано в работе [Kelemen et al., 2011].

Вторичный оливин (Ol<sub>2</sub>) развивается по орто- и клинопироксену, образует самостоятельные индивиды (см. рис. 4.4-1 В, Г; см. рис. 4.4-2 Б) размером не более 40 мкм, находится в тесной ассоциации с тремолитом (см. рис. 4.4-1 Б; см. рис. 4.4-2 В, Г). Был обнаружен только в пироксенитовых жилах.

В результате проведенных полевых геологических и петрографических исследований были выделены следующие группы пород:

1. Серпентинизированные гарцбургиты (Ol, Spl, ±Orx, ±Cpx; Srp, ±Am) представляют собой раму Эгийнгольского массива, характеризуются высокой степенью серпентинизации с сохранением части первичных реликтовых минералов.
2. Пироксенитовые жилы различного состава и мощности.
  - 2.1. Ортопироксенитовые жилы большой (> 10 см.) мощности (Orx, Cpx, ±Ol, Spl; Am, ±Srp, ±Chl, ±Tlc) развиты в центральной части массива, представляют собой разноориентированную сеть жил различной мощности и простираения, редко вблизи контактов содержат реликты перидотитового оливина, меньшее количество хромшпинели.
  - 2.2. Ортопироксенитовые жилы малой (<10 см.) мощности (Orx, ±Cpx, ±Ol, Spl; Am, ±Srp) приурочены к ортопироксенитовым жилам большой мощности, часто содержат реликтовые «цепочки» перидотитовых оливинов и шпинели в своей структуре.
  - 2.3. Вебстеритовые жилы большой (> 10 см., менее 10 см не встречаются) мощности (Cpx, Orx, ±Ol, ±Spl; Am, ±Srp, ±Chl, ±Tlc) также развиты в центральной части массива, вторичные изменения подобны ортопироксенитам большой мощности, не содержат реликтовые зерна перидотитового оливина, хромшпинель встречается значительно реже в сравнении с ортопироксенитами и перидотитами.
3. Хромититы вкрапленные и массивные (Spl; Srp, Chl) приурочены к области развития пироксенитовых жил, образуют делювиальные россыпи.

Согласно проведенным петрографическим исследованиям всех пород массива было установлено, что

1. Серпентинизированные гарцбургиты имеют протогранулярную микроструктуру, характерную для пород реститового генезиса. Вместе с тем наблюдается ряд признаков не характерных для пород данного типа, а именно – наблюдаются мелкие новообразованные зерна ортопироксена и клинопироксена. Клинопироксен, при этом, обнаружен только в образцах, контактирующих с пироксенитовыми жилами. Все это указывает на то, что гарцбургиты имеют реститовую природу, однако, после этапа частичного плавления они были модифицированы.
2. Пироксенитовые жилы имеют гипидиоморфнозернистую структуру, и генетически тесно связаны с вмещающими перидотитами. Это подтверждается как наличием новообразованных орто- и клинопироксена в контактирующих с пироксенитовыми жилами гарцбургитах, так и присутствием реликтов оливина (Ol1) и хромшпинели (Spl1) гарцбургитов внутри пироксенитовых жил.
3. Образование пироксенитовых жил носит стадийный характер, вначале образуются ортопироксениты по гарцбургитам – наблюдается наличие реликтов Ol1 внутри зерен ортопироксена. Затем, образуются вебстериты по ортопироксенитам, в них также наблюдаются реликты ортопироксена внутри зерен клинопироксена.
4. В образовании по крайней мере ортопироксенитовых жил участвовал расплав, что подтверждается наличием силикатных микровключений в хромшпинели ортопироксенитовой жилы обр. № МР13-21-2 (см. рис. 4.2-6 В), которые захватывались во время роста кристалла. Кристаллы хромшпинели подобной формы (близкой к идиоморфной) были обнаружены почти во всех мощных ортопироксенитовых и вебстеритовых жилах.

## Глава 5. Состав минералов

Ассоциация первичных минералов пород Эгийнгольского массива представлена хромшпинелью, оливином, ортопироксеном и клинопироксеном. Ниже, в виде таблицы (табл. 5-1) дана краткая характеристика изученных обнажений, где для всех разновидностей пород исследуемого объекта приведены основные параметры (геологическое описание обнажения, нумерация проб, мощность жил пироксенитов, рассчитанный модалый состав пород (протолита), а также приведены вторичные метаморфические минералы, которые встречаются непосредственно в этом образце. Часто одна проба (или точка наблюдения) может включать в себя две литологии (пироксенит-перидотит, хромитит-перидотит), для этих литологий будет приведено соответствующее описание (модалый состав, список встречающихся вторичных минералов).

Представительные электронно-зондовые микроанализы всех минералов представлены в таблицах 5.1-1, 5.2-1, 5.3-1 и 5.4-1 в соответствующих разделах.

**Таблица 5-1.** Описание обнажений Эгийнгольского массива.

Т.н.		MP13-01					
Краткая характеристика		Большое скальное обнажение серпентинизированных гарцбургитов с мощной ортопироксенитовой жилой (~130 см.), вблизи нее есть два субпараллельных ей ортопироксенитовых прожилка малой мощности (~0.5-2 см).					
№ пробы		MP13-01/4-1		MP13-01/4-2		MP13-01/5	MP13-01/6-7
Порода		Hz	Opxt	Hz	Opxt	Hz	Opxt
Мощность жилы		-	0.5 см.	-	2 см.	-	~130 см.
Модалый состав (об. %)	Ol	76.0	2.5	74.0	3.0	90.0	4.0
	Opх	23.0	92.5	25.0	92.0	7.0	90.5
	Срх	0.0	3.5	0.0	4.0	0.0	4.5
	Spl	2.0	1.5	1.0	1.0	3.0	1.0
Вторичные минералы		Srp	Am	Ctl	Am, Srp	Srp	Tr, Srp, Tlc

Примечание: Т.н. – точка наблюдения, каждая т.н. будет иметь свой цвет, который соответствует таковому на графиках, при этом, каждому типу пород соответствует определенный тип значков (перидотиты – большие кружки, ортопироксениты – точки, вебстериты – звездочки, хромититы – крестики). Сокращения минералов см. в разделе «Список терминов и сокращений».



Таблица 5-1. (продолжение)

Т.н.		MP13-08				
Краткая характеристика		Обильное присутствие пироксенитовых жил, среди них преобладают вебстериты. Простираение жил хаотичное. Рядом с коренными выходами жил, есть также крупные слабоперемещенные блоки контактов пироксенит-гарцбургит.				
№ пробы		MP13-08	MP13-08/1	MP13-08/3	MP13-08/4	MP13-08/5-1
Порода		Hz	Web	Web	Hz	Web
Мощность жилы		-	~40 см.	~40 см.	-	30 см.
Модальный состав (об. %)	Ol	83.5	18	10	84	10
	Opх	13	25	25	9.5	34
	Срх	1	56.5	65	2	56
	Spl	2.5	0.5	0	4.5	0
Вторичные минералы		Ctl, Mag	Tr, Act, Chl, Srp	Tr, Act	Srp, Mag	Tr, Act, Srp, Ol

Т.н.		MP13-08			MP13-10	
Краткая характеристика		Эти блоки пород были также исследованы.			Блок развития ортопироксенитовых жил.	
№ пробы		MP13-08/5-2	MP13-08/6		MP13-10	
Порода		Web	Hz	Opxt	Hz	Opxt
Мощность жилы		25 см	-	1.5 см.	-	~0.5 см.
Модальный состав (об. %)	Ol	8	79	13.5	88	2.5
	Opх	66.5	15	75	10	94
	Срх	25.5	4	10	0	2
	Spl	0	2	1.5	2	1.5
Вторичные минералы		Tr, Ol	Srp, Mag	Tr, Ol	Srp	Am

Т.н.		MP13-10				
Краткая характеристика		Мощность жил меняется от первых до 60 см. Наблюдаются взаимные скрещивания и расклинивания жил, разрез характеризуется заметным обилием хромшпинели как в перидотитовой части, так и в жилах пироксенитов.				
№ пробы		MP13-10/1	MP13-10/4	MP13-10/5	MP13-10/9	
Порода		Opxt	Opxt	Hz	Hz	Opxt
Мощность жилы		~60 см.	ВСТАВЬ	-	-	5 см.
Модальный состав (об. %)	Ol	2.5	6	55	59	10.5
	Opх	94.5	91.5	42	37	78
	Срх	1	0	1	0	9.5
	Spl	2	2.5	2	4	2
Вторичные минералы		Tr, Act, Tlc	Tr, Act, Chl, Tlc	Ctl, Mag	Srp	Am, Srp

Таблица 5-1. (продолжение)

Т.н.		MP13-15				MP13-16	
Краткая характеристика		Рой жил в блоке сильноизменённых гарцбургитов. Две жилы (15 и 20 см) вебстеритов образуют клиновидную фигуру.				Блок перидотитов где развиваются две субпараллельные жилы (Opxt, Web).	
№ пробы		MP13-15	MP13-15/1	MP13-15/2	MP13-15/4	MP13-16	
Порода		Web	Web	Hz	Opxt	Hz	Opxt
Мощность жилы		15 см.	20 см.	-	ВСТАВЬ	-	~15 см.
Модальный состав (об. %)	Ol	1	1	75	2.5	70	4
	Opх	37	17	21.5	91.5	25	89
	Срх	60.5	82	1	3.5	2	4
	Spl	1.5	0	2.5	2.5	3	3
Вторичные минералы		Tr, Act, Hbl	Tr, Act, Chl, Srp, Mag	Srp, Cal, Tr, Mag	Tr, Srp, Ol, Tlc	Srp, Mag	Am, Tlc, Srp

Т.н.		MP13-16		MP13-21			
Краткая характеристика		Обр. 16/2 находится на удалении нескольких м. от жил.		Мощная жила. Одна из границ жилы нечеткая, размытая, виден постепенные переход (21-1), вторая граница резкая (21-2).			
№ пробы		MP13-16/1	MP13-16/2	MP13-21-1		MP13-21-2	
Порода		Web	Hz	Hz	Opxt	Opxt	Hz
Мощность жилы		40 см.	-	-	~30 см.		-
Модальный состав (об. %)	Ol	3	71.5	79.5	4.5	5	78.5
	Opх	69.5	24	19	91	89.5	18
	Срх	27.5	0	1	2.5	2.5	0.5
	Spl	0	4.5	1	2	3	3
Вторичные минералы		Tr, Act, Hbl	Srp, Mag	Srp, Tr	Tr, Act	Tr, Act	Srp, Tr

Т.н.		MP13-22		MP13-23		
Краткая характеристика		Мощная вебстеритовая жила, границы с вмещающим перидотитом резкие.		Мощная вебстеритовая жила меняющейся мощности (>15 см.), рядом с ней рой взаимнопересекающихся ортопироксенитовых прожилков (~1.5 см.)		
№ пробы		MP13-22	MP13-22/1	MP13-23		MP13-23/2
Порода		Web	Hz	Hz	Opxt	Web
Мощность жилы		~80 см.	-	-	1.5 см.	>15 см.
Модальный состав (об. %)	Ol	6	71	70.5	0	0
	Opх	77	26.5	27	88.5	71.5
	Срх	16.5	0	0	9	28.5
	Spl	0.5	2.5	2.5	2.5	0
Вторичные минералы		Tr, Hbl, Ol	Srp, Chl, Mag	Srp, Am	Tr, Tlc, Cal	Tr, Hbl

Таблица 5-1. (окончание)

Т.н.		MP13-25		MP13-29			
Краткая характеристика		Крупная ортопироксенитовая жила		Две субпараллельные ортопироксенитовые жилы средней мощности.			
№ пробы		MP13-25/1		MP13-29А		MP13-29В	
Порода		Hz	Opxt	Hz	Opxt	Hz	Opxt
Мощность жилы		-	35 см.	-	9 см.	-	12 см.
Модальный состав (об. %)	Ol	89	3.5	85	3.5	82	4
	Opх	8	90	12	92.5	14.5	93
	Срх	0	4	0	1.5	0	2
	Spl	3	2.5	3	2.5	3.5	1
Вторичные минералы		Srp, Mag	Tr, Ol, Tlc	Srp, Mag	Tr, Srp	Srp, Mag	Tr

Т.н.		Хромититы					
Краткая характеристика		Делювиальные россыпи хромититов, географически приурочены к области развития пироксенитовых жил. Встречаются руды различной вкрапленности от слабовкрапленных до полностью массивных.					
№ пробы		MX-2	MX-8	MX-10	MX-12	MX-14	MX-139
Порода		I. Chrt	I. Chrt	M. Chrt	I. Chrt	M. Chrt	M. Chrt
Мощность жилы		-	-	-	-	-	-
Модальный состав (об. %)	Ol	35	50	8	25	5	6
	Opх	0	0	0	0	0	0
	Срх	0	0	0	0	0	0
	Spl	65	50	92	75	95	94
Вторичные минералы		Srp, Mag, Chl	Srp, Mag, Chl	Srp, Chl	Srp, Mag, Chl	Srp, Chl	Srp, Chl

Примечание: I. Chrt – вкрапленные хромититы, M. Chrt – массивные хромититы.

### 5.1. Хромшпинелиды

Представительные составы хромшпинелей из всех представленных литологических единиц Эгийнола приведены в таблице 5.1-1. Хромшпинели серпентинизированных гарцбургитов, ортопироксенитов, вебстеритов и хромититов по краям и трещинам имеют тонкие 1-2 мкн каймы Cr-Mag. До каймы Cr-Mag по краям основной части зерна хромшпинели появляются мелкие «пятна» другого состава, характеризующиеся более низкой магниальностью и повышенной хромистостью.

Таблица 5.1-1. Представительные составы хромшпинелидов пород Эгийнгольского массива.

Т.н.	MP13-01										MP13-08								
	MP13-01/4-		MP13-01/5		MP13-01/4-2				MP13-01/6		MP13-08			MP13-08/1-3			MP13-08/4		
Порода	Hz		Hz		Hz		Opxt		Opxt		Hz			Web			Hz		
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.07	0.06	0.01	0.14	0.15	0.12	0.14	0.09	0.05	0.05	0.04	0.05	0.155	0.11	0.12	0.04	0.03	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.23	18.82	15.33	15.23	19.48	20.23	20.68	20.09	9.91	10.08	15.97	16.24	16.78	14.245	16.05	18.65	17.11	16.82	16.71
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	47.81	49.36	56.47	56.51	47.71	47.06	46.65	47.40	58.53	57.69	52.83	53.35	52.49	50.533	48.72	45.07	50.65	50.30	51.91
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.35	0.35	0.29	0.26	0.52	0.50	0.57	0.50	0.26	0.29	0.35	0.33	0.31	0.391	0.41	0.46	0.33	0.30	0.29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.48	2.29	0.42	1.24	3.06	3.07	2.64	2.91	1.65	2.21	1.71	2.07	1.79	3.03	2.53	2.78	1.94	1.85	2.19
FeO	18.28	18.99	17.85	17.17	18.65	18.87	19.25	19.59	22.44	21.15	19.85	17.42	17.83	28.18	27.46	26.84	20.02	21.11	18.50
MnO	0.51	0.44	0.51	0.53	0.46	0.50	0.47	0.46	0.65	0.59	0.59	0.55	0.56	0.82	0.79	0.74	0.57	0.63	0.58
MgO	10.43	10.27	11.00	11.37	10.60	10.58	10.35	10.11	6.94	7.69	9.37	11.07	10.75	3.54	4.09	4.57	9.20	8.20	10.22
ZnO	0.22	0.23	0.13	0.17	0.13	0.15	0.23	0.21	0.25	0.20	0.00	0.00	0.00	0.64	0.62	0.64	0.23	0.37	0.21
Сумма	99.5	101.0	102.2	102.5	100.9	101.3	101.2	101.5	100.7	100.0	101.0	101.3	100.8	101.6	100.9	99.9	100.1	99.6	100.6
Ti (ф.к.)	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Al	5.78	5.60	4.55	4.50	5.77	5.95	6.09	5.92	3.14	3.19	4.83	4.84	5.02	4.50	5.04	5.82	5.20	5.18	5.03
Cr	9.63	9.85	11.25	11.21	9.48	9.29	9.21	9.37	12.43	12.26	10.72	10.66	10.53	10.71	10.27	9.44	10.32	10.38	10.48
V	0.07	0.07	0.06	0.05	0.10	0.10	0.11	0.10	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06	0.08	0.09	0.10	0.07	0.06	0.06
Fe <sup>(3+)</sup>	0.49	0.47	0.12	0.24	0.63	0.63	0.56	0.57	0.34	0.47	0.37	0.43	0.36	0.67	0.59	0.60	0.41	0.37	0.42
Fe <sup>(2+)</sup>	3.89	4.00	3.73	3.60	3.91	3.92	4.00	4.10	5.02	4.74	4.28	3.71	3.80	6.27	6.08	5.91	4.30	4.60	3.95
Mn	0.11	0.09	0.11	0.11	0.10	0.11	0.10	0.10	0.15	0.14	0.13	0.12	0.12	0.19	0.18	0.17	0.12	0.14	0.13
Mg	3.96	3.86	4.13	4.25	3.97	3.94	3.86	3.77	2.78	3.08	3.59	4.17	4.07	1.41	1.62	1.80	3.53	3.19	3.89
Zn	0.04	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.13	0.12	0.12	0.04	0.07	0.04
A	8.00	8.00	7.99	7.99	8.00	7.99	8.00	8.00	8.00	7.99	7.99	8.00	7.99	8.00	8.00	8.00	8.01	8.00	8.01
B	15.99	16.00	15.99	16.00	16.00	16.00	15.99	15.99	15.99	16.00	16.00	16.01	15.99	16.00	16.01	15.99	16.00	15.99	15.99
Mg#	0.50	0.49	0.53	0.54	0.50	0.50	0.49	0.48	0.36	0.39	0.46	0.53	0.52	0.18	0.21	0.23	0.45	0.41	0.50
Cr#	0.63	0.64	0.71	0.72	0.62	0.61	0.60	0.61	0.80	0.79	0.68	0.68	0.67	0.74	0.67	0.62	0.67	0.67	0.66
Fe#	0.03	0.03	0.01	0.01	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03

Примечание: Содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Fe<sup>3+</sup>(ф.к.) рассчитывалось из стехиометрии хромшпинели АВ<sub>2</sub>O<sub>4</sub>; А и В – сумма двух- и трехвалентных катионов соответственно; Mg# = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>), Cr# = Cr/(Cr+Al), Fe# = Fe<sup>3+</sup>/(Fe<sup>3+</sup>+Cr+Al); Al<sub>2</sub>O<sub>3melt</sub> и Cr<sub>2</sub>O<sub>3melt</sub> – содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в равновесном расплаве, рассчитанные по уравнениям [Maurel, Maurel, 1982].

Таблица 5.1-1. Продолжение.

Т.н.	MP13-08				MP13-10													
№ пробы	MP13-08/6				MP13-10				MP13-10/1		MP13-10/4		MP13-10/5		MP13-10/9			
Порода	Hz		Opxt		Hz		Opxt		Opxt		Opxt		Hz		Hz		Opxt	
№ п.п.	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.03	0.08	0.13	0.06	0.07	0.03	0.08	0.02	0.00	0.03	0.05	0.01	0.02	0.05	0.04	0.07	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.61	18.61	11.12	11.51	27.18	26.89	28.36	28.23	27.71	25.81	26.30	26.85	29.94	27.32	20.95	18.72	18.35	18.36
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	49.16	49.16	56.60	54.42	43.10	42.29	42.56	42.37	43.24	44.66	42.82	43.30	38.72	41.64	46.94	50.77	50.82	51.22
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.35	0.35	0.42	0.39	0.14	0.12	0.08	0.10	0.10	0.09	0.11	0.10	0.14	0.14	0.14	0.15	0.12	0.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.03	3.03	2.95	3.93	2.00	2.14	0.99	1.10	0.94	1.47	1.78	0.94	1.41	2.81	3.19	2.56	2.52	2.73
FeO	18.81	18.81	22.06	22.45	14.48	15.04	13.84	13.81	14.60	14.44	15.87	16.11	15.40	13.86	18.58	17.11	16.84	16.72
MnO	0.51	0.51	0.62	0.66	0.39	0.46	0.38	0.36	0.40	0.39	0.37	0.38	0.43	0.44	0.52	0.55	0.48	0.51
MgO	10.39	10.39	7.62	7.20	14.17	14.05	15.06	15.08	14.51	14.34	13.44	13.36	13.66	14.48	10.80	11.59	11.76	11.92
ZnO	0.18	0.18	0.16	0.15	0.16	0.12	0.11	0.09	0.13	0.10	0.10	0.11	0.16	0.13	0.35	0.18	0.14	0.15
Сумма	101.1	101.1	101.5	101.0	101.5	101.3	101.5	101.3	101.7	101.4	101.0	101.3	100.0	101.0	101.7	101.7	101.2	101.8
Ti (ф.к.)	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	5.50	5.53	3.47	3.61	7.53	7.47	7.77	7.75	7.63	7.18	7.37	7.49	8.39	7.64	6.12	5.49	5.40	5.37
Cr	9.75	9.80	11.70	11.44	8.05	8.07	8.01	7.99	8.17	8.52	8.24	8.29	7.28	7.81	9.20	9.98	10.04	10.05
V	0.08	0.07	0.09	0.08	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
Fe <sup>(3+)</sup>	0.66	0.60	0.71	0.83	0.39	0.41	0.20	0.23	0.19	0.26	0.37	0.19	0.30	0.51	0.64	0.51	0.51	0.54
Fe <sup>(2+)</sup>	3.81	3.95	4.85	4.97	2.92	2.95	2.68	2.67	2.85	2.85	3.14	3.19	3.04	2.77	3.84	3.56	3.50	3.44
Mn	0.12	0.11	0.14	0.15	0.08	0.09	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.11	0.12	0.10	0.11
Mg	4.04	3.90	2.98	2.86	4.96	4.94	5.22	5.24	5.05	5.05	4.77	4.72	4.84	5.12	3.99	4.30	4.38	4.41
Zn	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.06	0.03	0.03	0.03
A	8.00	8.00	8.00	8.01	7.99	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.01	8.00	8.01	7.99
B	16.00	16.00	16.00	15.99	16.00	15.99	16.01	16.00	16.01	15.99	16.01	16.00	16.01	16.00	16.00	16.01	15.99	16.01
Mg#	0.51	0.50	0.38	0.36	0.63	0.63	0.66	0.66	0.64	0.64	0.60	0.60	0.61	0.65	0.51	0.55	0.56	0.56
Cr#	0.64	0.64	0.77	0.76	0.52	0.52	0.51	0.51	0.52	0.54	0.53	0.53	0.46	0.51	0.60	0.65	0.65	0.65
Fe#	0.04	0.04	0.04	0.05	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03

Таблица 5.1-1. Продолжение.

Т.н.	MP13-15						MP13-16						MP13-21						
	MP13-15		MP13-15/2		MP13-15/4		MP13-16			MP13-16/2			MP13-21-1		MP13-21-2				
	Web		Hz		Opxt		Hz		Opxt	Hz		Hz	Opxt		Hz				
№ п.п.	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.17	0.04	0.04	0.05	0.08	0.05	0.12	0.06	0.07	0.09	0.11	0.05	0.04	0.05	0.06	0.04	0.06	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.38	11.72	12.79	13.06	11.23	11.46	7.95	8.61	9.99	10.03	19.40	18.82	14.23	13.01	12.18	12.21	12.51	12.19	11.91
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	49.77	49.50	57.07	56.14	55.05	54.43	58.54	58.13	59.57	59.36	48.23	48.22	54.69	56.35	57.25	57.12	57.47	56.11	57.55
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.63	0.70	0.28	0.26	0.27	0.25	0.34	0.35	0.28	0.33	0.29	0.26	0.29	0.25	0.25	0.26	0.29	0.25	0.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.33	6.45	2.72	2.86	2.89	3.00	2.49	3.49	1.95	2.27	2.18	1.22	2.58	2.66	1.94	2.52	2.18	3.04	2.59
FeO	26.64	26.29	18.35	18.38	24.69	24.93	21.97	21.79	19.23	19.10	20.66	23.07	18.58	17.46	19.42	17.55	18.57	17.80	17.93
MnO	0.69	0.73	0.54	0.60	0.70	0.72	0.62	0.63	0.54	0.59	0.49	0.51	0.51	0.51	0.56	0.53	0.59	0.58	0.52
MgO	4.11	4.39	10.31	10.19	5.60	5.36	6.78	7.28	9.34	9.35	9.25	7.22	10.15	10.76	9.30	10.50	10.02	10.20	10.29
ZnO	0.58	0.49	0.17	0.17	0.27	0.32	0.19	0.18	0.12	0.16	0.35	0.60	0.24	0.17	0.17	0.17	0.15	0.16	0.14
Сумма	100.4	100.5	102.3	101.7	100.8	100.6	99.0	100.6	101.2	101.3	101.0	100.1	101.4	101.3	101.1	100.9	101.8	100.4	101.2
Ti (ф.к.)	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	3.67	3.76	3.86	3.95	3.57	3.65	2.58	2.74	3.10	3.11	5.79	5.76	4.30	3.94	3.74	3.73	3.80	3.75	3.64
Cr	10.77	10.66	11.55	11.41	11.73	11.63	12.76	12.41	12.39	12.33	9.66	9.90	11.09	11.45	11.80	11.70	11.70	11.58	11.79
V	0.14	0.15	0.06	0.05	0.06	0.05	0.07	0.07	0.06	0.07	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05
Fe <sup>(3+)</sup>	1.38	1.38	0.52	0.58	0.64	0.64	0.58	0.74	0.45	0.47	0.46	0.27	0.54	0.54	0.38	0.49	0.42	0.60	0.51
Fe <sup>(2+)</sup>	6.06	5.95	3.93	3.93	5.53	5.62	5.04	4.89	4.20	4.17	4.34	4.99	3.97	3.73	4.24	3.80	4.00	3.88	3.89
Mn	0.16	0.17	0.12	0.13	0.16	0.16	0.15	0.14	0.12	0.13	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.13	0.13	0.11
Mg	1.68	1.78	3.93	3.90	2.25	2.16	2.78	2.93	3.66	3.66	3.49	2.79	3.88	4.12	3.62	4.06	3.85	3.97	3.98
Zn	0.12	0.10	0.03	0.03	0.05	0.06	0.04	0.04	0.02	0.03	0.07	0.11	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
A	8.01	8.00	8.01	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	7.99	8.00	8.01	8.00	8.00	8.01	8.01	8.01	8.01	8.01
B	16.00	16.00	15.99	16.00	16.01	16.00	16.00	15.99	16.00	15.99	15.99	15.99	16.00	16.00	15.99	15.99	15.99	15.99	15.99
Mg#	0.22	0.23	0.50	0.50	0.29	0.28	0.36	0.37	0.47	0.47	0.45	0.36	0.49	0.52	0.46	0.52	0.49	0.51	0.51
Cr#	0.75	0.74	0.75	0.74	0.77	0.76	0.83	0.82	0.80	0.80	0.63	0.63	0.72	0.74	0.76	0.76	0.75	0.76	0.76
Fe#	0.09	0.09	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03

Таблица 5.1-1. Продолжение.

Т.н.	MP13-22				MP13-23				MP13-25				MP13-29							
№	MP13-22		MP13-22/1		MP13-23				MP13-25/1				MP13-29A				MP13-29B			
Порода	Web		Hz		Hz		Opxt		Hz		Opxt		Hz		Opxt		Hz		Opxt	
№ п.п.	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	74	75	76	77	78
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.10	0.07	0.07	0.03	0.03	0.12	0.12	0.06	0.06	0.10	0.09	0.06	0.09	0.03	0.04	0.09	0.05	0.05	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.53	11.46	12.03	2.10	22.99	18.75	19.95	19.98	10.44	10.72	8.54	8.70	11.44	12.74	11.82	11.81	11.65	11.69	11.98	12.20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	51.92	52.12	53.41	58.32	43.40	47.65	45.42	45.31	57.41	57.96	60.07	59.47	55.36	55.35	54.20	54.58	58.21	58.16	57.03	57.11
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.38	0.39	0.26	0.37	0.28	0.31	0.54	0.49	0.35	0.34	0.32	0.35	0.28	0.30	0.34	0.33	0.31	0.28	0.25	0.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.99	4.87	4.37	8.92	2.78	2.94	3.82	4.17	2.94	2.69	2.81	3.04	2.83	2.56	2.23	2.40	1.63	1.31	1.17	1.94
FeO	24.50	24.62	21.45	24.70	22.10	22.23	18.54	18.65	18.36	19.09	18.84	19.01	18.94	19.73	21.53	21.47	19.00	19.35	21.15	20.40
MnO	0.70	0.74	0.66	0.82	0.54	0.65	0.45	0.48	0.54	0.56	0.59	0.59	0.64	0.69	0.70	0.68	0.51	0.53	0.52	0.59
MgO	5.45	5.40	7.58	4.24	8.53	7.94	10.38	10.36	9.57	9.32	9.26	9.10	8.95	8.97	7.11	7.31	9.59	9.24	8.02	8.66
ZnO	0.37	0.32	0.35	0.31	0.34	0.22	0.27	0.22	0.15	0.15	0.09	0.09	0.21	0.17	0.28	0.25	0.17	0.17	0.18	0.21
Сумма	99.9	100.0	100.2	99.8	101.0	100.7	99.5	99.8	99.8	100.9	100.6	100.5	98.7	100.6	98.2	98.9	101.2	100.8	100.4	101.4
Ti (ф.к.)	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Al	3.70	3.67	3.78	0.71	6.80	5.68	5.98	5.97	3.27	3.32	2.68	2.73	3.61	3.93	3.79	3.76	3.58	3.61	3.74	3.76
Cr	11.17	11.20	11.26	13.25	8.61	9.68	9.13	9.09	12.05	12.05	12.65	12.54	11.73	11.46	11.67	11.66	12.00	12.05	11.95	11.80
V	0.08	0.09	0.06	0.09	0.06	0.06	0.11	0.10	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.05	0.05
Fe <sup>(3+)</sup>	1.04	1.02	0.88	1.93	0.53	0.57	0.75	0.82	0.61	0.53	0.58	0.63	0.57	0.53	0.46	0.49	0.34	0.26	0.23	0.38
Fe <sup>(2+)</sup>	5.55	5.58	4.78	5.93	4.64	4.78	3.92	3.94	4.05	4.20	4.18	4.22	4.25	4.30	4.90	4.85	4.12	4.24	4.69	4.46
Mn	0.16	0.17	0.15	0.20	0.12	0.14	0.10	0.10	0.12	0.13	0.13	0.13	0.14	0.15	0.16	0.16	0.11	0.12	0.12	0.13
Mg	2.21	2.19	3.01	1.82	3.19	3.04	3.93	3.92	3.79	3.66	3.68	3.62	3.58	3.51	2.88	2.95	3.73	3.61	3.17	3.37
Zn	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.06	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04
A	8.00	8.00	8.01	8.01	8.01	8.00	8.00	8.00	7.99	8.01	8.00	7.99	8.01	7.99	8.01	8.00	8.00	8.00	8.01	8.00
B	16.00	16.00	15.99	15.99	15.99	15.99	16.00	16.00	16.01	15.99	16.00	16.00	15.99	16.01	15.99	15.99	16.00	15.99	15.99	15.99
Mg#	0.28	0.28	0.39	0.23	0.41	0.39	0.50	0.50	0.48	0.47	0.47	0.46	0.46	0.45	0.37	0.38	0.47	0.46	0.40	0.43
Cr#	0.75	0.75	0.79	0.79	0.56	0.63	0.60	0.60	0.79	0.78	0.83	0.82	0.76	0.74	0.75	0.76	0.77	0.77	0.76	0.76
Fe#	0.07	0.06	0.06	0.12	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02

Таблица 5.1-1. Окончание.

Т.н.	Хромититы															
№ пробы	MX-2			MX-8			MX-10			MX-12		MX-14			MX-139	
Минерал	Al-Chr			Al-Chr			Al-Chr		Chr	Al-Chr		Al-Chr			Al-	Chr
№ п.п.	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.20	0.16	0.14	0.10	0.10	0.15	0.24	0.32	0.19	0.20	0.10	0.09	0.13	0.08	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.15	16.21	9.95	16.23	10.19	16.22	16.84	9.63	2.90	16.49	16.86	13.50	12.81	12.85	10.17	5.32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	53.47	52.59	59.39	53.20	59.10	53.60	52.78	58.14	60.21	52.09	51.96	55.90	55.71	55.41	55.05	62.77
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.14	0.09	0.12	0.13	0.13	0.15	0.11	0.14	0.15	0.12	0.09	0.16	0.15	0.15	0.33	0.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.53	2.55	1.64	2.22	1.18	1.20	1.10	2.49	0.58	2.35	2.19	1.89	2.26	2.77	3.86	1.69
FeO	11.57	11.30	17.06	12.58	14.73	13.65	14.39	17.42	25.82	13.03	12.93	15.94	16.04	15.04	17.58	19.38
MnO	0.23	0.20	0.35	0.24	0.34	0.29	0.28	0.34	0.39	0.25	0.25	0.32	0.33	0.27	0.36	0.42
MgO	14.72	14.80	10.55	13.99	11.66	13.27	12.89	10.11	3.22	13.66	13.75	11.56	11.30	12.03	9.62	8.26
ZnO	0.08	0.04	0.12	0.05	0.04	0.06	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.09	0.05	0.07	0.05	0.05
Сумма	99.2	98.1	99.5	98.9	97.6	98.7	98.7	98.6	94.1	98.3	98.4	99.5	98.8	98.9	97.2	98.6
Ti (ф.к.)	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.05	0.07	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Al	4.79	4.84	3.10	4.84	3.21	4.87	5.05	3.04	1.04	4.95	5.05	4.12	3.95	3.94	3.26	1.74
Cr	10.63	10.54	12.43	10.65	12.47	10.79	10.63	12.32	14.46	10.49	10.44	11.44	11.53	11.41	11.84	13.75
V	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.07	0.09
Fe <sup>(3+)</sup>	0.51	0.56	0.41	0.44	0.27	0.29	0.25	0.55	0.39	0.49	0.45	0.39	0.47	0.58	0.81	0.39
Fe <sup>(2+)</sup>	2.41	2.35	3.75	2.66	3.29	2.89	3.04	3.87	6.43	2.76	2.73	3.45	3.51	3.25	4.00	4.48
Mn	0.05	0.04	0.07	0.05	0.08	0.06	0.06	0.08	0.10	0.05	0.05	0.07	0.07	0.06	0.08	0.10
Mg	5.52	5.59	4.16	5.28	4.64	5.04	4.89	4.04	1.46	5.19	5.21	4.46	4.41	4.67	3.90	3.41
Zn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
A	8.00	8.00	8.01	8.01	8.01	8.00	8.01	7.99	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
B	15.99	16.00	15.99	15.99	15.99	16.00	15.99	16.00	16.00	15.99	16.00	16.00	16.00	15.99	16.00	16.00
Mg#	0.70	0.70	0.53	0.66	0.59	0.64	0.62	0.51	0.18	0.65	0.66	0.56	0.56	0.59	0.49	0.43
Cr#	0.69	0.69	0.80	0.69	0.80	0.69	0.68	0.80	0.93	0.68	0.67	0.74	0.74	0.74	0.78	0.89
Fe#	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.05	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.6	12.6	10.3	12.6	10.4	12.6	12.8	10.2	-	12.7	12.8	11.7	11.5	11.5	10.42	-



В основной части зерна хромшпинелидов всех пород Эгийнгола сохранили свой первичный состав.

Серпентинизированные гарцбургиты. Зерна хромшпинелидов из гарцбургитов Эгийнгола в основном соответствуют алюмохромиту и хромшпинели в классификации [Округин, 2005] (рис. 5.1-1 А), малая часть точек составов хромшпинелидов обр. №№ Р13-08 (голубой) и МР13-21 (синий) попадают в поле хромита. Также в небольшом количестве по кайме зерен хромшпинелидов присутствуют участки, представленные магнетитом и хроммагнетитом (рис. 5.1-1 А), магнетит также может образовывать мелкие самостоятельные зерна. Феррихромит внутри зерен хромшпинелидов и в виде самостоятельных зерен в серпентинизированных гарцбургитах не обнаружен.

Фигуративные точки составов хромшпинелидов по отношению магнезиальности ( $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$  в формульных единицах) к хромистости ( $Cr\# = Cr / (Cr + Al)$  в формульных единицах) образуют достаточно растянутый тренд. Часть образцов (МР13-10 группа 1, рис. 5.1-2 Б) находятся на сопряжении полей абиссальных и надсубдукционных перидотитов,  $Mg\#$  варьирует от 0.57 до 0.65,  $Cr\#$  от 0.42 до 0.55. Примерно то же положение занимают точки составов хромшпинелидов (рис. 5.1-2 А, черные ромбы) из перидотитов Западного блока Эгийнгольского массива [Горнова и др., 2010]. Однако, они все же имеют более низкие показатели  $Cr\#$  (0.34-0.52) при схожих с МР13-10 уровнях магнезиальности.

Часть образцов из этого же обнажения (рис. 5.1-2 Б, группа 2), характеризуются более высокой хромистостью (0.60-0.65) и слегка более низкой  $Mg\#$  (0.48-0.52). Примерно такие же уровни хромистости и магнезиальности характерны для гарцбургитов большинства обнажений Западного блока Эгийнгольского массива (рис. 5.1-2 А, МР13-01, группа 1; рис. 5.1-2 В, МР13-08; рис. 5.1-2 Г, МР13-23, МР13-16). В том случае, если гарцбургиты контактируют с маломощными ортопироксенитовыми жилами (рис. 5.1-2 А, МР13-01, группа 1; рис. 5.1-2, МР13-10, группа 2) вариации по магнезиальности в хромшпинелидах гарцбургитов минимальны, и не превышают 0.05 ед. Однако, в случае с гарцбургитами, контактирующими с вебстеритовыми жилами (рис. 5.1-2 В, МР13-08, рис. 5.1-2 Г, МР13-23), вариации по магнезиальности уже превосходят изменения по хромистости и достигают 0.25 ед.

Третья группа гарцбургитов имеет хромшпинелиды с самой высокой хромистостью (рис. 5.1-2 А, МР13-01, группа 2; 5.1-2 Г, МР13-15, МР13-16, МР13-22; рис. 5.1-2 Д, МР13-21, МР13-25, МР13-29),  $Cr\#$  изменяется от 0.72 до 0.84,  $Mg\#$  варьирует от 0.33 до 0.58. Данные породы контактируют с мощными ортопироксенитовыми и вебстеритовыми жилами. Фигуративные точки составов хромшпинелидов из этих пород находятся в пределах поля перидотитов надсубдукционного генезиса.

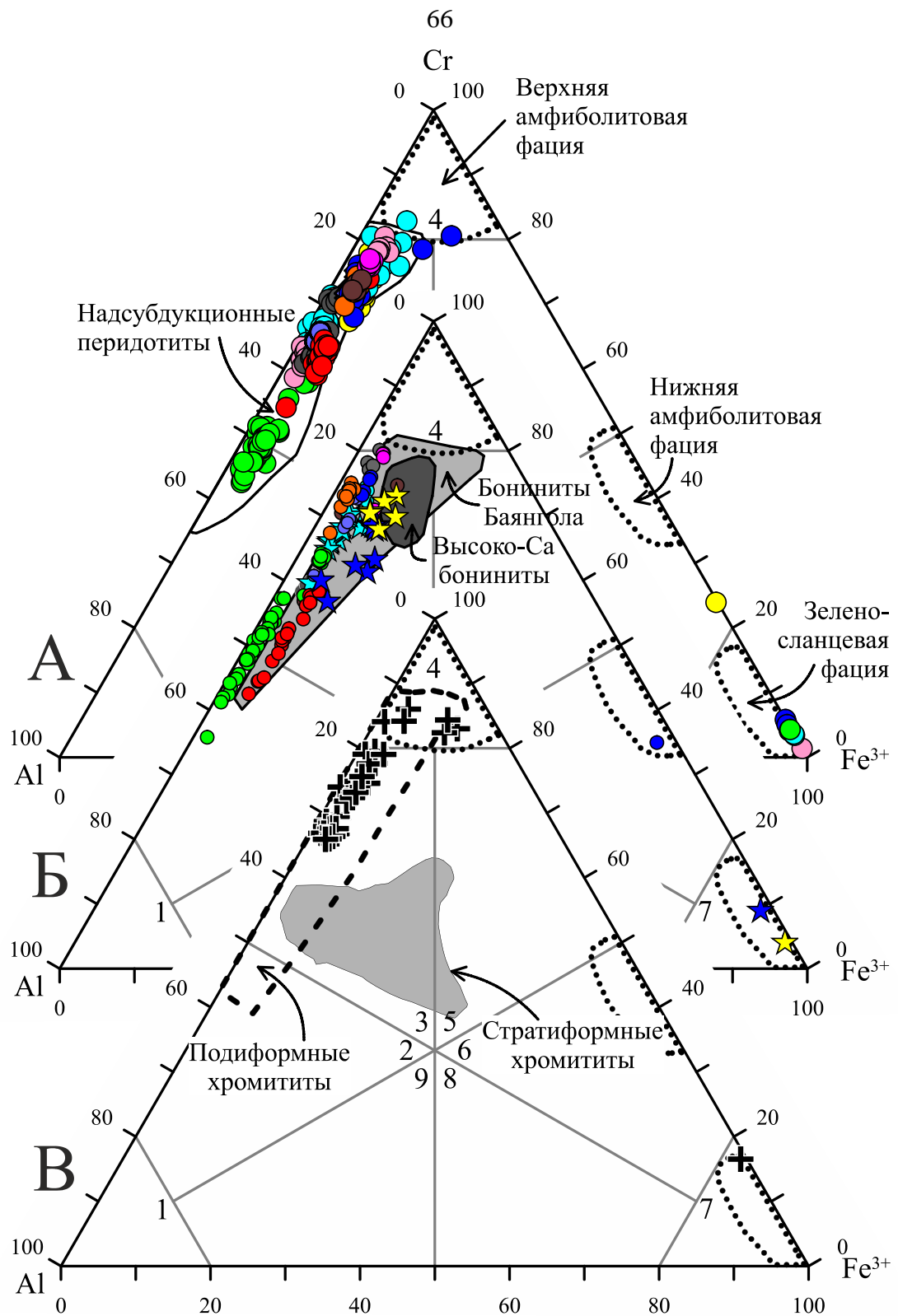


Рис. 5.1-1. Состав хромшпинелидов из пород Эгийнгола в координатах Al-Cr-Fe<sup>3+</sup>. А – серпентинизированные гарцбургиты, Б – ортопироксениты (маленькие кружки) и вебстериты (звездочки), В – хромититы. Поля составов надсубдукционных перидотитов [Ishii et al., 1992; Parkinson, Pearce, 1998], высококальциевых бонинитов офиолита Троодос [Cameron, 1985], бонинитов Баянгольской аккреционной призмы (наши неопубликованные данные), подиформных и стратиформных хромититов [Mussallam et al., 1981], фаций метаморфизма [Müntener et al., 2001], поле составов бонинитов Баянгольской аккреционной призмы – наши собственные данные. Цифрами обозначены названия минералов группы шпинели: 1 – шпинель, 2 – хромшпинель, 3 – алюмохромит, 4 – хромит, 5 – феррихромит, 6 – хроммагнетит, 7 – магнетит, 8 – алюмомагнетит, 9 – ферришпинель, классификация по [Округин, 2005].

Кроме того, стоит отметить, что в рамках одного обнажения хромшпинелиды могут иметь сильно различающийся состав, как например в МР13-10 (рис. 5.1-2 Б) составы хромшпинелидов всех образцов (группа 1 и группа 2) находятся в пределах поля надсубдукционных перидотитов, но разброс по хромистости в 0.25 ед. не может быть объяснен простой моделью плавления для образцов, находящихся в пределах первых метров друг от друга. Такую же картину демонстрируют образцы из обнажения МР13-01 (рис. 5.1-2 А), но уже с меньшим разбросом по хромистости  $\sim 0.1$ . В хромшпинелидах образцов гарцбургитов обнажения МР13-16 (рис. 5.1-2 Г) одновременно наблюдается большой разброс по хромистости ( $\Delta Cr\# \sim 0.24$ ) и магнезиальности ( $\Delta Mg\# \sim 0.15$ ). Образец гарцбургита, содержащий более высокохромистые хромшпинелиды, контактирует с ортопироксенитовой жилой, в то время как образец с низкохромистыми хромшпинелидами расположен вблизи мощной вебстеритовой жилы, однако в ней хромшпинелиды не обнаружены.

Вариации содержаний  $TiO_2$  в зернах хромшпинелидов в сравнении с их хромистостью обнаруживают следующие закономерности (рис. 5.1-3 А). Хромшпинелиды серпентинизированных гарцбургитов, не контактирующие и находящиеся вдали от проявления пироксенитовых жил (рис. 5.1-3 А, Западный блок Эггингольского массива), характеризуются умеренным содержанием титана ( $TiO_2 < 0.1$  мас. %) при изменяющейся хромистости. Чуть бóльший разброс по содержанию титана при сопоставимых значениях хромистости имеют хромшпинелиды из гарцбургитов обнажения МР13-10 (рис. 5.1-3 А, зеленые круги) и достигают 0.1 мас. %. При приближении к пироксенитовым жилам, особенно к жилам бóльшей мощности и с бóльшим содержанием клинопироксена происходит последовательное увеличение содержаний титана с увеличением хромистости (в случае с МР13-16 (розовый), МР13-10 (зеленый) см. рис. 5.1.-2 А). Хромшпинелиды из остальных образцов при более высоких уровнях хромистости имеют значительно высокие содержания  $TiO_2$  ( $\sim 0.02 - 0.17$  мас. %), что не согласуется с моделью частичного плавления, при которой происходит повышение  $Cr\#$  и уменьшение содержания  $TiO_2$  (рис. 5.1-3 А, тренд плавления – оранжевая линия).

Ортопироксенитовые и вебстеритовые жилы. Хромшпинелиды ортопироксенитовых и вебстеритовых жил по составу, также как и хромшпинелиды контактирующих с ними гарцбургитов, соответствуют хромшпинели и алюмохромиту (см. рис. 5.1-1 Б). По краю зерен хромшпинелидов иногда встречаются участки, выполненные магнетитом и хроммагнетитом, феррихромит, как и в контактирующих гарцбургитах, не обнаружен.

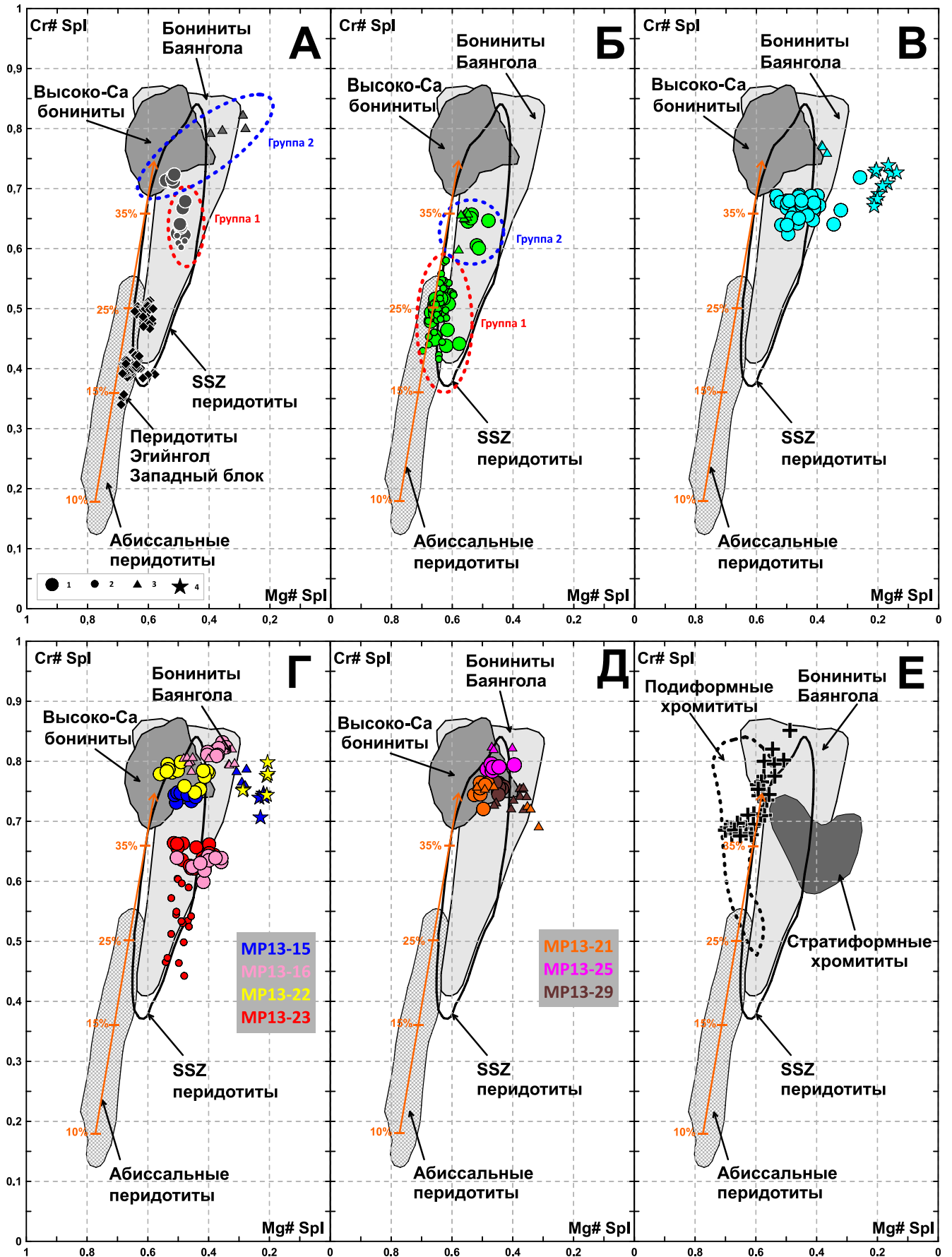


Рис. 5.1-2. Cr#-Mg# хромшпинели из перидотитов, пироксенитов и хромититов Эгйингольского массива.

1 – серпентинизированные гарцбургиты, 2 – Spl1 ортопироксенитовых жил, 3 – Spl2 ортопироксенитовых жил, 4 – вебстеритовые жилы (Spl2), 5 – хромититы (рис. Е). Каждое геологическое обнажение окрашено в определенный цвет, который соответствуют цветам в таблицах. Поля составов шпинелей абиссальных перидотитов [Dick, Bullen, 1984], SSZ - надсубдукционных перидотитов [Ishii et al., 1992; Parkinson, Pearce, 1998], высококальциевых бонинитов офиолита Троодос [Cameron, 1985] и дуг Тонга [Danyushevsky et al., 1995; Sobolev, Danyushevsky, 1994] и Идзу-Бонин [Laan van der et al., 1992], поле составов бонинитов Баянгольской аккреционной призмы – наши собственные данные, поля подиформных и стратиформных хромититов [Mussallam et al., 1981]. Тренд плавления экстраполирован с диаграммы OSMA [Arai, 1994]. На диаграмму А нанесены точки составов хромшпинелидов из перидотитов Западного блока Эгийнгольского массива [Горнова et al., 2010].

Составы хромшпинелидов пироксенитовых жил в координатах Cr#-Mg# в основном преобладают к составам хромшпинелидов из контактирующих гарцбургитов (см. рис. 5.1-2). Как уже отмечалось выше (см. главу 4 «Петрографическая характеристика пород») хромшпинелиды в пироксенитовых жилах представлены двумя разновидностями – Spl1 (морфологически похожи на хромшпинелиды из контактирующих гарцбургитов) и Spl2 (характеризуются меньшим размером и бóльшим идиоморфизмом). Наименее хромистые разновидности хромшпинелидов Spl1 в ортопироксенитовых жилах (см. рис. 5.1-2 Б, MP13-10, группа 1) показывают тот же разброс по хромистости и магнезиальности, что и хромшпинелиды из контактирующего гарцбургита (Mg# 0.6-0.72, Cr# 0.42-0.58). Подобная картина наблюдается и для Spl2 из того же обнажения (см. рис. 5.1-2 Б, MP13-10, группа 2). В обнажении MP13-23 (см. рис. 5.1-2 Г) Spl1 маломощной ортопироксенитовой жилы сохраняют тот же уровень магнезиальности (Mg# 0.45-0.52), что и хромшпинелиды из контактирующего гарцбургита, но характеризуются более широким разбросом (в сторону уменьшения) хромистости (Cr# 0.43-0.63). Следует отметить, что гарцбургит MP13-23 также находится в непосредственной близости к мощной вебстеритовой жиле MP13-23/2.

Более высокохромистые Spl2 из ортопироксенитовых жил могут показывать также близкие (к хромшпинелидам гарцбургитов) значения по хромистости с одновременным падением магнезиальности (см. рис. 5.1-2 Д, MP13-21 (Cr# 0.69-0.75, Mg# 0.30-0.55), MP13-29 (Cr# 0.71-0.75, Mg# 0.35-0.45)). Или демонстрировать одновременное увеличение хромистости с падением магнезиальности (см. рис. 5.1-2 А, MP13-01, группа 2 (Cr# 0.79-0.83, Mg# 0.28-0.40); см. рис 5.1-2 В, MP13-08 (Cr# 0.76-0.78, Mg# ~0.48); см. рис. 5.1-2 Д, MP13-15 (Cr# 0.76-0.78, Mg# 0.27-0.30)).

Для хромшпинелидов вебстеритовых жил в целом характерно общее падение магнезиальности при сохранении уровня хромистости относительно составов хромшпинелидов из контактирующих гарцбургитов (см. рис. 5.1-2 В, MP13-08 (Cr# 0.67-0.75, Mg# 0.16-0.22); см. рис. 5.1-2 Г, MP13-15 и MP13-22 (Cr# 0.75-0.80, Mg# 0.20-0.30)).

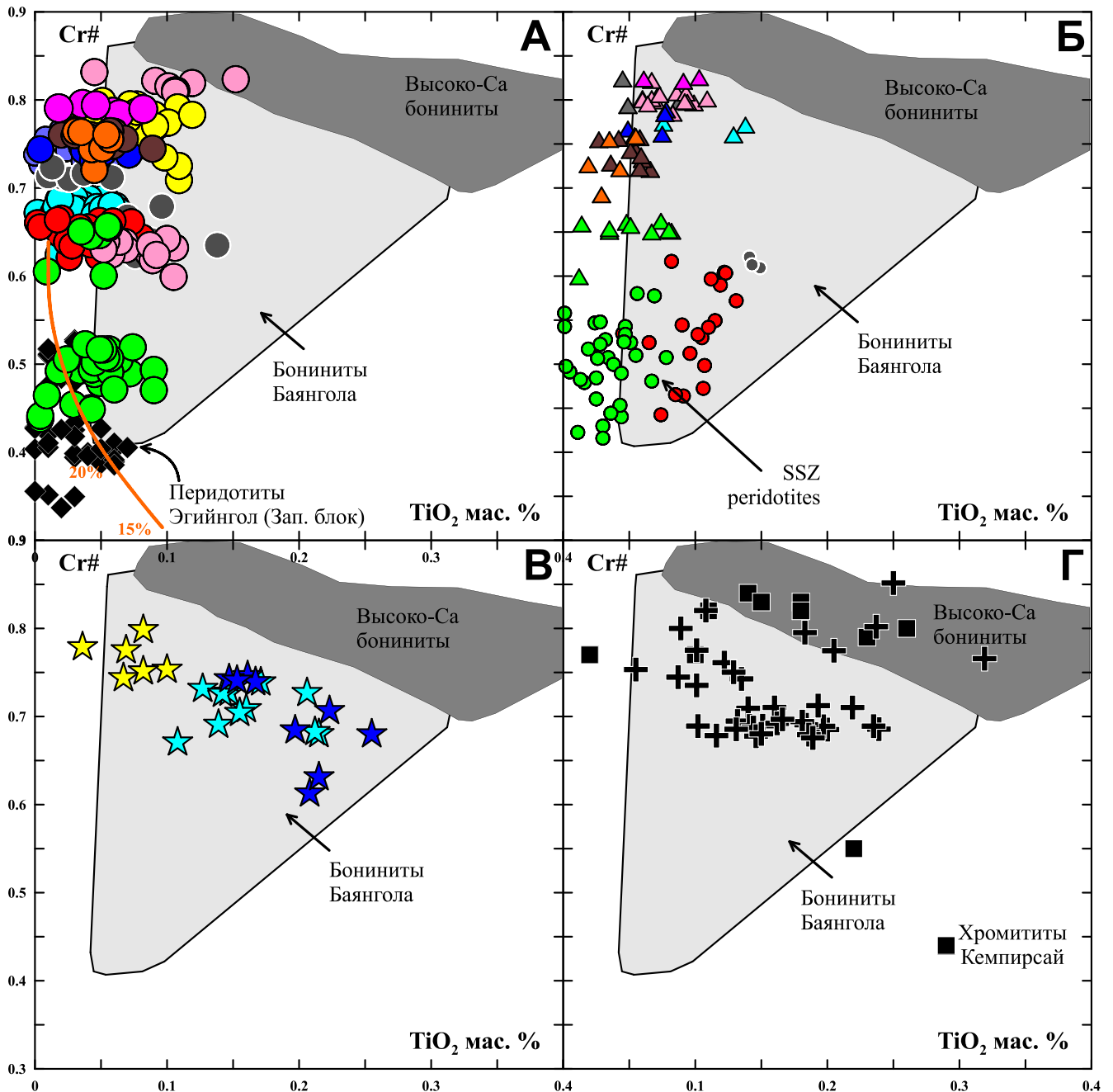


Рис. 5.1-3. Cr#-TiO<sub>2</sub> в хромшпинелидах из различных литологий Эгийгольского массива.

А – серпентинизированные гарцбургиты, черные ромбы – хромшпинелиды перидотитов Эгийгольского массива по [Горнова и др., 2010], тренд плавления по [Pearce et al., 2000]; Б – ортопироксениты малой и большой мощности; В – вебстериты; Г – хромититы Эгийгольского массива и Кемпирсайского месторождения [Melcher et al., 1997]. Условные знаки те же, что на рис. 5.1-2. Поля составов надсубдукционных перидотитов [Ishii et al., 1992; Parkinson, Pearce, 1998], высококальциевых бонинитов офиолита Троодос [Cameron, 1985] и дуг Тонга [Danyushevsky et al., 1995; Sobolev, Danyushevsky, 1994] и Идзу-Бонин [Laan van der et al., 1992], поле составов бонинитов Баянгольской аккреционной призмы – наши собственные данные.

Содержание TiO<sub>2</sub> в хромшпинелидах обоих типов (Spl1 и Spl2) ортопироксенитовых жил растет относительно содержаний титана в хромшпинелидах из контактирующих гарцбургитов (см. рис. 5.1-3 Б). Однако, наибольшие содержания наблюдаются в хромшпинелидах ортопироксенитовых жил из обнажений, где также присутствуют мощные ортопироксенитовые

(см. рис. 5.1-3 Б, МР13-01/4 (серые кружки)  $\text{TiO}_2 \sim 0.13-0.15$  мас. %) или вебстеритовые жилы (см. рис. 5.1-3 Б, МР13-23 (красные кружки)  $\text{TiO}_2 \sim 0.08-0.14$  мас. %, МР13-08 (голубые треугольники)  $\text{TiO}_2 \sim 0.09-0.15$  мас. %). В хромшпинелидах вебстеритовых жил титан растет еще значительно, до 0.27 мас. % (см. рис. 5.1-3 В), при этом следует отметить, что хромшпинелидов с содержанием  $\text{TiO}_2$  менее 0.05 мас. % в вебстеритах не обнаружено. Рост содержания титана в хромшпинелидах коррелирует с содержанием клинопироксена в породе. Так, для вебстерита МР13-22 (желтый) при содержании  $\text{Cr}_x$  16.5 об. % содержание  $\text{TiO}_2$  достигает 0.11 мас. %, в вебстеритовых жилах из обнажения МР13-08 (голубой) и МР13-15 (синий) достигает 0.2 и 0.27 мас. % титана соответственно, при этом содержание клинопироксена возрастет до 56.5 и 60.5 об. % соответственно.

Такое повышение содержания титана в хромшпинели может быть связано, как с метаморфическими преобразованиями регрессивного характера и/или субсолидусной перекристаллизации пород во время эксгумации, так и при взаимодействии хромшпинели с просачивающимся расплавом. В случае метаморфических преобразований регрессивного характера обычно происходит замещение первичных пироксенов ( $\text{Or}_x$ ,  $\text{Cr}_x$ ) на вторичный оливин и тремолит, при этом из структуры пироксенов выносятся титан и привносится в остаточную хромшпинель. При субсолидусной перекристаллизации во время декомпрессии происходит фазовый переход:  $\text{Or}_x + \text{Cr}_x + \text{Spl} \rightarrow \text{Ol} + \text{Pl}$  [Kushiro, Yoder, 1966] и продукты этой реакции практически не вмещают в себя титан из-за чего он перераспределяется в остаточную хромшпинель. Оба процесса являются изохимичными, поэтому валовое содержание титана в породе не меняется [Khedr, Arai, 2010]. В вебстеритовых жилах Эгийнгола рост содержания  $\text{TiO}_2$  наблюдается как в самих хромшпинелях (см. рис. 5.1-3), так и в породе в целом (рис. 6.1-2 В), т.е. наблюдается явный привнос титана извне. Наиболее вероятен, в данном случае, второй вариант, в результате которого происходит насыщение хромшпинели титаном из просачивающегося расплава, как это было показано в работе [Pearce et al., 2000] или [Le Roux et al., 2007], где во время рефертилизации вместе с увеличением содержания титана происходит образование клинопироксена.

Хромититы. Хромшпинелиды хромититов Эгийнгольского массива по составу соответствуют алюмохромиту и хромиту (см. рис. 5.1-1 В), характеризуются достаточно высокими уровнями хромистости ( $\text{Cr}^\# \sim 0.67-0.85$ ) и магнезиальности ( $\text{Mg}^\# \sim 0.51-0.72$ ) (см. рис. 5.1-2 Е). Содержание  $\text{TiO}_2$  стабильно выше 0.1 мас. % и колеблется в основном в пределах 0.12-0.25, редко – 0.50 мас. % (см. рис. 5.1-3 Г). Такие содержания титана не могут быть объяснены реститово-метаморфогенной моделью, которая предполагает метаморфическую дифференциацию деплетированного мантийного субстрата и формирование слоистой дунит-гарцбургит-хромититовой толщи [Колман, 1979].

Высокая магниальность (0.5-0.7), отрицательная корреляция между  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , незначительные содержания  $\text{TiO}_2$  (0.1-0.32 мас. %) и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (до 3.86 мас. %) в хромшпинелях, значительное обогащение платиноидами иридиевой подгруппы (см. главу 6.4)), позволяют отнести исследуемые хромититы к подформному типу. Подформные хромититы в свою очередь делятся на высокохромистые и высокоалюминиевые. Первые, кроме высокой хромистости ( $> 0.6$ ), содержат сплавы и сульфиды только Ru-Ir-Os состава, а также в большей степени обогащены платиноидами иридиевой подгруппы (рис. 6.4-3). Все это характерно и для хромититов Эгийнгольского массива.

Состав хромшпинелидов в хромититах, а именно содержания  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ , представляют собой функцию от состава родоначального расплава, формировавшего хромит [Dick, Bullen, 1984; Maurel, Maurel, 1982; Melcher et al., 1997]. При расчете состава родоначального расплава применен метод, основанный на зависимости содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  и отношения  $\text{FeO}/\text{MgO}$  в хромшпинелиде и расплаве, предложенный [Maurel, Maurel, 1982] (рис. 5.1-4).

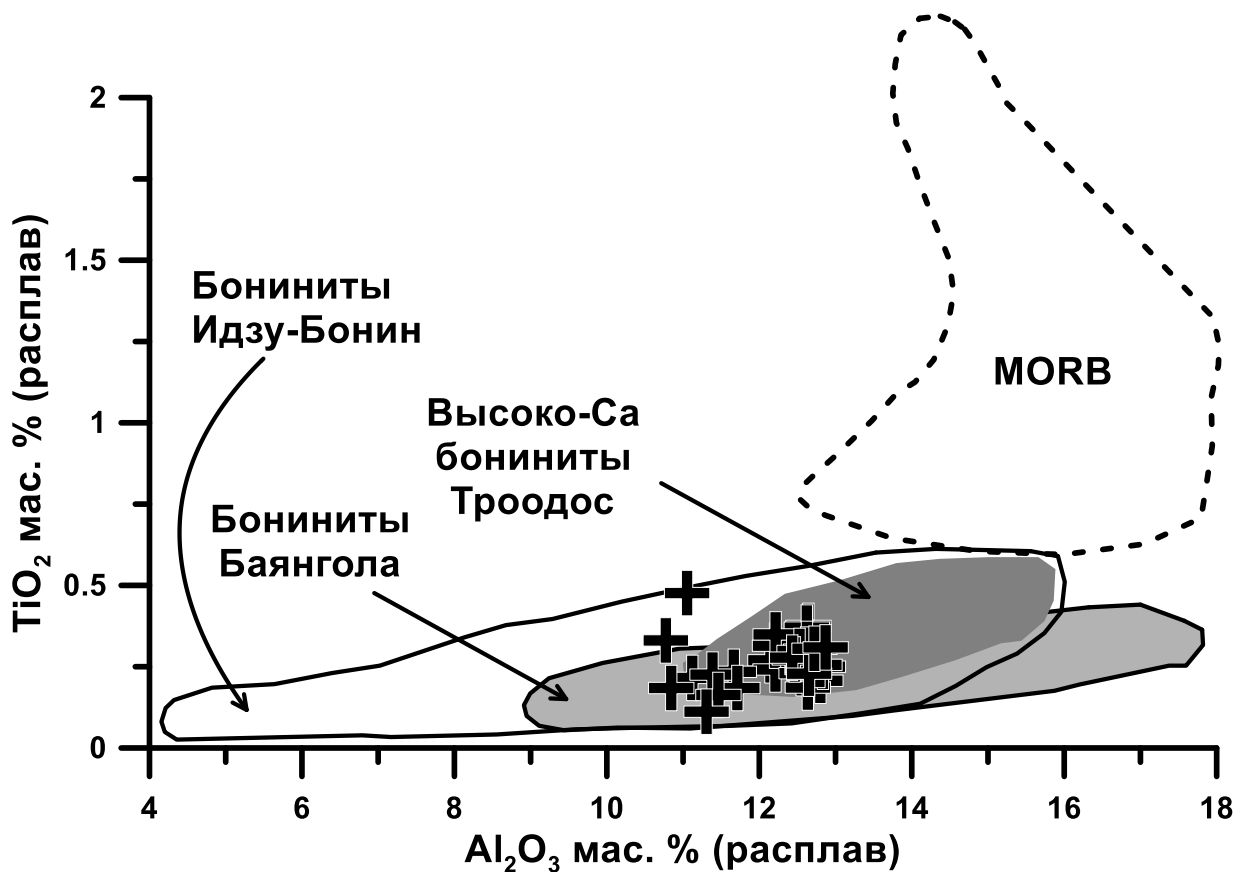


Рис. 5.1-4. Рассчитанные составы равновесных расплавов для хромититов Эгийнгольского массива.

Поля бонинитов Идзу-Бонинской островодужной системы [Laan van der et al., 1992], высоко-Са бонинитов офиолита Троодос [Cameron, 1985], Базальтов COX [Shibata et al., 1979], поле составов бонинитов Баянгольской аккреционной призмы – [Альмухамедов et al., 2001; Симонов et al., 2004] и наши собственные данные.



Полученные таким образом содержания  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  в расплавах, родоначальных для хромититов Эгийнгола, равны 10.2–12.8 мас. % и 0.1–0.45 мас. %, соответственно, и попадают в поле бонинитов, тяготея к области высоко-Са разновидностей бонинитов офиолита Троодос (см. рис. 5.1-4).

Показанные вариации по хромистости, магнезиальности и содержанию титана в хромшпинелидах гарцбургитов и пироксенитов Эгийнгола могли быть вызваны несколькими процессами – частичное плавление, метаморфизм и метасоматоз (взаимодействие с расплавом). При увеличении степени частичного плавления в хромшпинелидах перидотитов происходит увеличение хромистости и небольшое уменьшение магнезиальности с почти полным выносом титана, что было ясно показано в работах [Ishii et al., 1992; Murata et al., 2009; Parkinson, Pearce, 1998; Pearce et al., 2000] для абиссальных и надсубдукционных перидотитов.

При метаморфизме регрессивного типа (падение температуры), который наиболее характерен для альпинотипных перидотитов [Базылев, 2003] происходит преобразование хромшпинелида в ряду алюмохромит  $\rightarrow$  хромит  $\rightarrow$  феррихромит  $\rightarrow$  хроммагнетит  $\rightarrow$  магнетит, т.е. увеличивается вначале содержание Cr (с одновременным падением Al), а затем  $Fe^{3+}$  [Evans, Frost, 1975]. Феррихромит и хромит образуются в результате выноса алюминия из структуры хромшпинели, этот процесс происходит при температурах характерных для среднеамфиболитовой и высокоамфиболитовой фаций метаморфизма соответственно (см. рис. 5.1-1). Магнетит и хроммагнетит образуются при окислении двухвалентного Fe, который высвобождается из первичных силикатов (оливин и пироксены) при их серпентинизации (зеленосланцевая фация метаморфизма, см. рис. 5.1-1), таким образом, магнетит может образовывать как самостоятельные зерна так и аккретировать к зернам хромшпинелидов, образуя тонкую кайму вместе с хроммагнетитом. Также при низкотемпературном метаморфизме происходит вынос Mg из структуры хромшпинелида в серпентин и привнос  $TiO_2$  вместе с MnO, ZnO и NiO в метаморфогенные феррихромит – хроммагнетит из первичных силикатов [Säntti et al., 2006].

Однако, рост титана может быть обусловлен не только диффузионным обменом, но и метасоматическим преобразованием пород просачивающимися расплавами, как это было показано в работе [Pearce et al., 2000]. В таком случае происходит последовательное изменение состава хромшпинелида в направлении состава хромшпинелидов, равновесных с просачивающимся расплавом, т.е. меняются содержания всех основных компонентов.

Хромшпинелиды из гарцбургитов и пироксенитов Эгийнгола, по-видимому, были подвержены влиянию всех представленных процессов в разной степени. Поскольку ни в одном из типов пород Эгийнгола не были обнаружены хромит или феррихромит то можно заключить, что высокотемпературного преобразования пород не было, что также указывает на

невозможность значительного увеличения хромистости (относительно составов хромшпинелидов из Западного блока Эгийнгола см. рис. 5.1-2 А) в результате метаморфических преобразований. При доплавлении ранее деплетированного субстрата (перидотиты Западного блока Эгийнгола) должна была повыситься хромистость и уменьшиться содержание титана, однако мы наблюдаем, что в высоко-, средне- и низкохромистых разновидностях хромшпинелидов наблюдаются участки как с минимальным ( $<0.01$  мас. %) содержанием  $TiO_2$ , так и повышающимся до 0.15 мас. % (см. рис. 5.1-3 А). Согласно экспериментальным работам по изучению диффузионных процессов в хромшпинелидах [Siewwright et al., 2020] было установлено, что при стабильной температуре 1150 °С коэффициенты диффузии увеличивается в ряду  $Cr < V < Ti < Al < Ni < Mn \sim Mg$ , т.е. повышенное содержание титана в средне- и высокохромистых хромшпинелидах никак не может являться следствием процесса частичного плавления и является признаком взаимодействия перидотитов с просачивающимся расплавом.

Таким образом, повышение содержаний  $TiO_2$  в центральных частях хромшпинелидов в ряду серпентинизированный гарцбургит – ортопироксенит – вебстерит говорит о вероятном взаимодействии с расплавом реститовых перидотитов. При этом, согласно петрографическим исследованиям, наблюдается постепенное уменьшение количества и размера хромшпинелидов в том же ряду пород. Кроме того, меняется их форма с неправильной и червеобразной в серпентинизированных гарцбургитах до близкой к идиоморфной в части ортопироксенитов и вебстеритов. А соответствие равновесных расплавов, ответственных за формирование хромититов, бонинитам дополнительно подтверждает гипотезу взаимодействия надсубдукционных перидотитов с просачивающимся расплавом.

Появление магнетитовых участков вокруг хромшпинелидов является признаком низкотемпературных метаморфических преобразований. При серпентинизации  $FeO$ ,  $MnO$ ,  $ZnO$  освобождаются из структур оливина и пироксенов и привносятся в хромшпинель, что приводит к появлению зональности и тонких кайм магнетита в хромшпинелидах. А вынос магния приводит к уменьшению магнезиальности при сохранении хромистости, что наблюдается в более крупных зернах хромшпинелидов гарцбургитов (см. рис. 5.1-2 В, Г). Более мелкие и малочисленные хромшпинелиды вебстеритов могли в большей степени быть подвергнуты данному процессу.

## 5.2. Оливин

Оливин является основным первичным силикатным минералом гарцбургитов и составляет до 90 об. %. Кроме того, в пироксенитах оливин также встречается как в качестве реликтов от гарцбургитов, так и в качестве самостоятельных зерен, и характеризуется различным составом. Составы оливинов из всех пород Эгийнгольского массива приведены в табл. 5.2-1.





Состав оливинов из серпентинизированных гарцбургитов находящихся на удалении от развития пироксенитовых жил и контактирующих с ними характеризуется обычными для надсубдукционных перидотитов содержанием Fo составляющей и NiO (рис. 5.2-1 А). В перидотитах NiO изменяется в пределах 0.33-0.42 мас. %, Fo варьирует от 0.89 до 0.93. Содержания остальных элементов также характерны для реститовых перидотитов (см. табл. 5.2-1), MnO – 0.10-0.14 мас. %, CaO – на пределе чувствительности микросондового анализа (<0.02 мас. %)

Оливины из пироксенитовых жил, наоборот, имеют различающийся состав. Как было указано выше, в главе 4 «Петрографическая характеристика пород» в ортопироксенитовых жилах встречаются две разновидности оливина (O11 – морфологически похож на оливин из контактирующего гарцбургита, O12 – бесформенный агрегат в ассоциации с тремолитом).

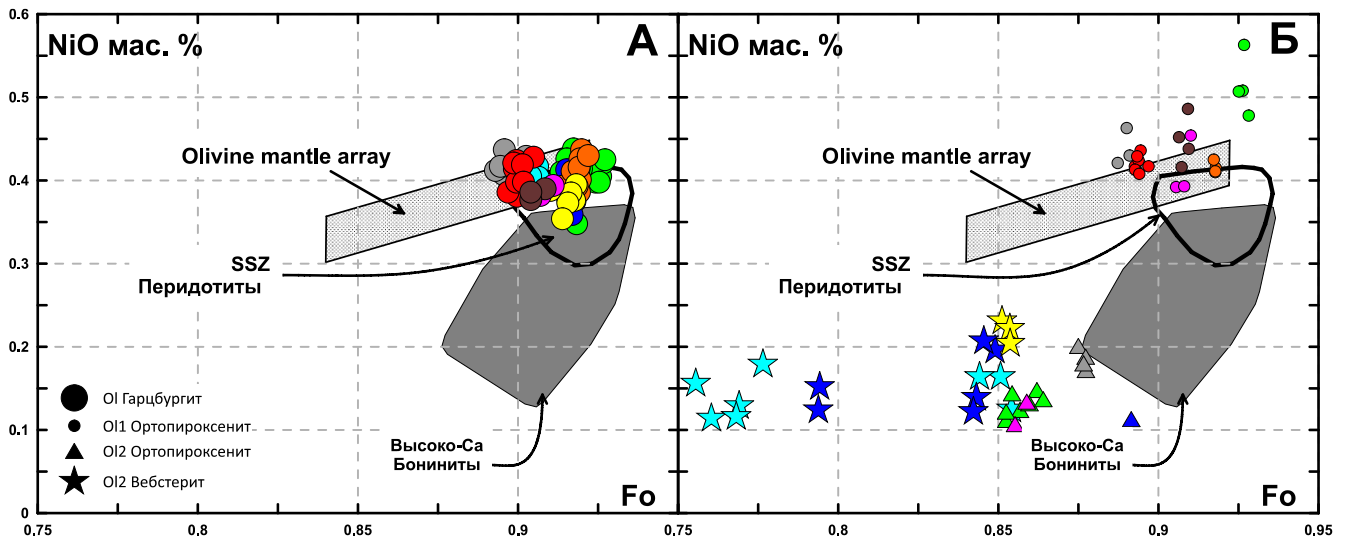


Рис. 5.2-1. NiO-Fo в оливинах из гарцбургитов (А) и пироксенитовых жил (Б) Эгийнгола.

А – в серпентинизированных гарцбургитах, Б – в пироксенитовых жилах. Условные знаки те же что на рис. 5.1-1. Поле мантийной оливиновой последовательности по [Arai, 1994], поле надсубдукционных перидотитов по [Ishimaru et al., 2006], высококальциевых бонинитов офиолита Троодос [Соболев и др., 1993; Cameron, 1985] и дуги Тонга [Danyushevsky et al., 1995; Sobolev, Danyushevsky, 1994].

В ортопироксенитовых жилах малой мощности и в некоторых ортопироксенитах большой мощности O11 имеют идентичные с оливинами из контактирующих гарцбургитов (см. рис. 5.2-1 Б) уровни Fo. Однако, характеризуются повышенным содержанием NiO (0.39-0.57 мас. %). Содержания MnO и CaO в O11 подобны таковым в контактирующих гарцбургитах (MnO – 0.09-0.15 мас. %, CaO – также на пределе чувствительности, см. табл. 5.2-1).

O12 по составу сильно отличаются, они имеют значительно меньшую магниальность (Fo 0.76-0.88), и стабильно низкое содержание NiO (0.10-0.23 мас. %) (см. рис. 5.2-1 Б). Содержания MnO и CaO также заметно увеличиваются (MnO – 0.21-0.49 мас. %, CaO – до 0.39 мас. %, см. табл. 5.2-1).

Также в ортопироксенитовых жилах наблюдается положительная зависимость уровня содержаний NiO в O11 от модального количества ортопироксена в породе (рис. 5.2-2).

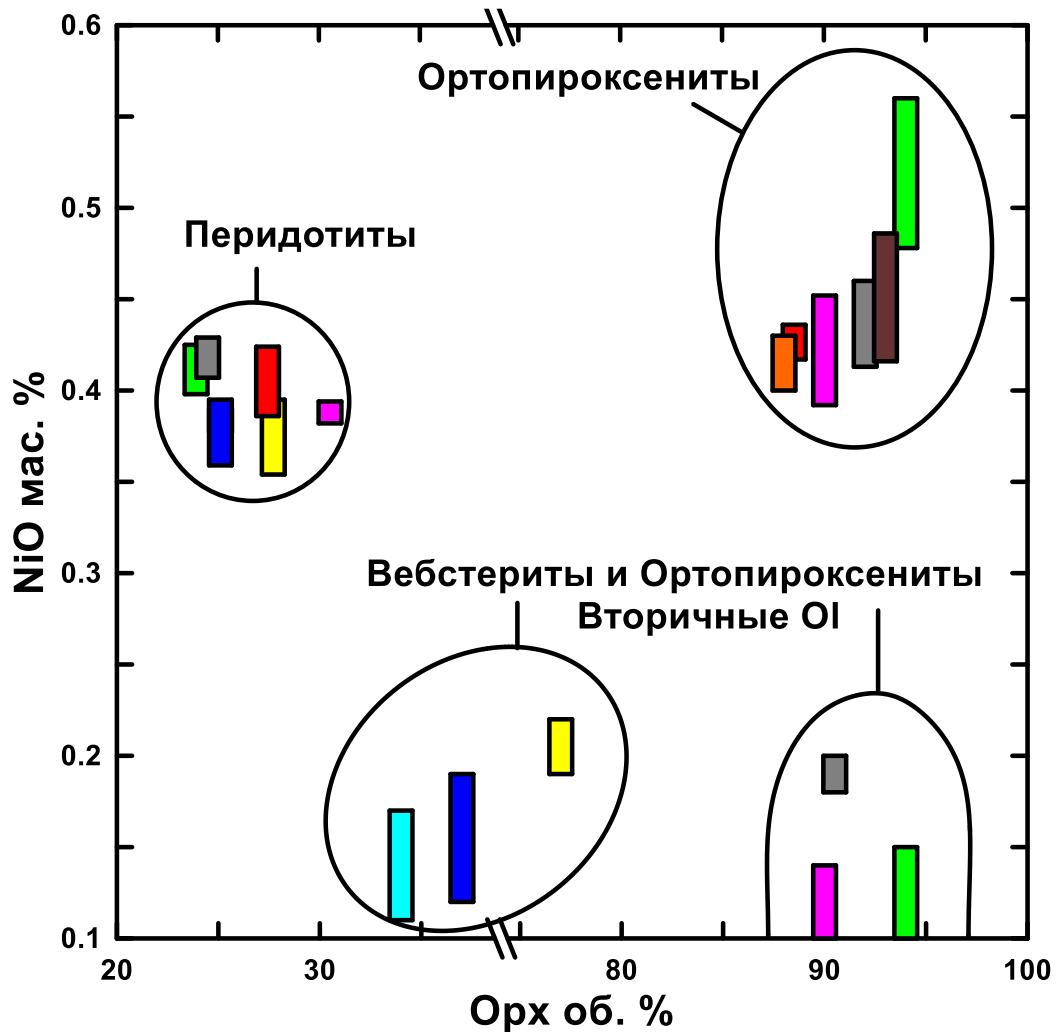


Рис. 5.2-2. Зависимость содержания NiO в оливинах от модального содержания ортопироксена в породе.

Цвета образцов соответствуют цветам в таблице 5.2-1.

При этом, в O12 ортопироксенитовых и вебстеритовых жил подобной корреляции мы не видим, содержание NiO здесь стабильно низкое при любом количестве ортопироксена в породе. В оливинах контактирующих гарцбургитов также нет никаких корреляционных взаимоотношений (см. рис. 5.2-2).

Увеличение содержания NiO в O11 может быть результатом взаимодействия перидотитов с просачивающимися высококремниевыми расплавами с последующим преобразованием минерального состава перидотитового субстрата [Kelemen et al., 1998; Laukert et al., 2014]. Как видно из графика (см. рис. 5.2-1), фигуративные точки O11 из ортопироксенитовых жил (с высоким NiO) Эггингола находятся в стороне от поля бонинитов. Из чего, учитывая и петрографические наблюдения, можно сделать вывод, что прямой кристаллизации оливинов из бонинитового расплава происходить не могло.

Так, Laukert с соавторами [2014] предполагают, что при взаимодействии перидотитов с просачивающимися высококремниевыми расплавами могут проходить две возможные реакции:

- 1) Расплав 1А + Мантийный оливин  $\rightarrow$  Ортопироксен + Расплав 2А
- 2) Расплав 1Б + Мантийный оливин  $\rightarrow$  Ортопироксен + Клинопироксен + Расплав 2Б.

Протекание реакции 1 типа, когда происходит растворение оливина и образование ортопироксена, описано для мантийных пород под архейскими кратонами [Kelemen et al., 1998], тогда как 2-я реакция, с образованием орто- и клинопироксена, может проходить в условиях субконтинентальной литосферной мантии под орогенными массивами [Le Roux et al., 2007].

При взаимодействии оливинов перидотитов с просачивающимися расплавами происходит их растворение с последующим образованием ортопироксена [Kelemen et al., 1998]. Однако, мы можем видеть промежуточные стадии данного процесса, когда полного растворения оливинов (в ортопироксенитах) еще не произошло, и остались реликты мантийных оливинов с высокими значениями NiO и схожими уровнями Fo с оливинами из вмещающих гарцбургитов. Тогда как в вебстеритах мы уже видим более поздний этап данного процесса, где весь оливин был замещен ортопироксеном.

Такое увеличение содержания NiO в оливине одновременно с увеличением объемного содержания ортопироксена в породе согласуется с идеей постепенного растворения оливина просачивающимися высоко-Si расплавами и образовании на их месте пироксенов. Известно, что коэффициент распределения (Kd) минерал-расплав для Ni имеет обратно-пропорциональную зависимость от содержания MgO в расплаве [Straub et al., 2008], и  $Kd_{Ni_{Ol}/melt} \gg Kd_{Ni_{Opx}/melt} > Kd_{Ni_{Cpx}/melt}$  будет всегда выше (для Ol) более чем в два раза (в сравнении с пироксенами). Поскольку Ni значительно хуже входит в структуру пироксенов, то происходит его накопление в остающихся реликтах оливина.

Кроме оливинов, имеющих реликтовую природу – Ol1, в ортопироксенитовых и вебстеритовых жилах встречаются мелкие зерна оливинов с низкой магнезиальностью (Fo 0.76-0.87) и содержанием NiO (< 0.2 мас. %) – Ol2. Зерна таких оливинов, как описано в главе 5.5, встречаются в смеси с тремолитом и актинолитом, развивающимися по орто- и клинопироксену (см. рис. 4.4-1, 4.4-2). Очевидно, что данные зерна оливинов были образованы не в результате кристаллизации из расплава или предшествующих этапах частичного плавления перидотитов, а во время метаморфических преобразований уже после образования самих пироксенитовых жил. Формирование оливина вероятнее всего происходило по реакции №10 (см. рис. 5.5-2) « $5En + 2Di + H_2O \rightarrow Tr + Ol2$ » когда замещались орто- и клинопироксен в присутствии водного флюида. Относительно низкая магнезиальность образующихся Ol2 обусловлена двумя факторами – во-первых образование происходит по пироксенам с более низкой магнезиальностью (см. гл. 5.3),

во-вторых, вместе с оливином образуется высокомагнезиальный тремолит. В паре оливин – тремолит коэффициент распределения для Fe выше у оливина [Trommsdorff, Evans, 1972].

### 5.3. Ортопироксен и клинопироксен

Ортопироксены присутствуют во всех группах пород (серпентинизированные гарцбургиты, ортопироксениты и вебстериты) кроме хромититов, представлены энстатитом. Представительные составы ортопироксенов из пород Эгийнгольского массива приведены в табл. 5.3-1.

**Таблица 5.3-1.** Представительные составы ортопироксенов из пород Эгийнгольского массива.

Т.н.	MP13-01											
№ пробы	MP13-01/4-1				MP13-01/4-2				MP13-01/6		MP13-01/7	
Порода	Hz		Opxt		Hz		Opxt		Opxt		Opxt	
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	56.95	57.50	57.70	55.93	56.93	57.33	57.41	57.26	56.89	57.34	57.22	57.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.43	1.48	1.21	1.49	1.45	1.49	1.28	1.36	0.64	0.74	0.41	0.47
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.38	0.47	0.06	0.46	0.47	0.52	0.34	0.32	0.33	0.41	0.31	0.45
FeO	6.48	6.50	7.26	6.90	6.65	6.48	7.21	6.94	6.93	6.84	6.96	7.11
MnO	0.15	0.14	0.14	0.17	0.14	0.13	0.15	0.14	0.19	0.18	0.15	0.16
MgO	33.64	33.67	33.77	33.41	34.10	33.80	33.35	33.45	33.88	33.44	33.33	33.56
CaO	0.85	0.72	0.47	0.77	0.56	0.67	0.53	0.85	0.46	0.51	0.96	0.36
Сумма	100.0	100.7	100.8	99.3	100.5	100.6	100.5	100.5	99.4	99.6	99.5	99.4
Mg#	0.90	0.90	0.89	0.90	0.90	0.90	0.89	0.90	0.90	0.90	0.90	0.89
Wo	1.6	1.4	0.9	1.4	1.1	1.3	1.0	1.6	0.9	1.0	1.8	0.7
En	88.6	88.7	88.3	88.1	89.0	88.8	88.1	87.9	88.7	88.6	87.7	88.6
Fs	9.8	9.8	10.8	10.5	9.9	9.7	10.9	10.4	10.5	10.4	10.5	10.8

Т.н.	MP13-08										MP13-10	
№ пробы	MP13-08/6				MP13-08/3		MP13-08/5-1		MP13-08/5-2		MP13-10	
Порода	Hz		Opxt		Web		Web		Web		Hz	
№ п.п.	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO <sub>2</sub>	57.58	57.68	57.82	57.40	57.09	56.23	56.92	57.53	57.36	56.64	57.29	57.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.23	1.19	0.78	0.76	1.00	0.95	0.75	0.67	0.53	0.56	2.17	1.79
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.49	0.51	0.28	0.31	0.20	0.22	0.31	0.34	0.29	0.27	0.69	0.61
FeO	6.27	5.90	6.74	6.70	8.93	8.80	8.97	8.09	7.68	7.77	5.12	5.12
MnO	0.13	0.14	0.18	0.14	0.20	0.20	0.19	0.16	0.17	0.16	0.13	0.13
MgO	33.93	33.88	33.73	34.23	31.44	32.02	32.28	32.93	32.99	33.26	35.27	35.00
CaO	0.67	1.25	1.13	1.00	0.72	0.75	0.51	1.36	1.10	0.86	0.62	1.06
Сумма	100.4	100.6	100.8	100.7	99.8	99.3	100.0	101.2	100.3	99.6	101.4	101.5
Mg#	0.91	0.91	0.90	0.90	0.86	0.87	0.87	0.88	0.88	0.88	0.92	0.92
Wo	1.3	2.3	2.1	1.9	1.4	1.4	1.0	2.5	2.1	1.6	1.2	2.0
En	89.3	88.8	87.8	88.2	84.6	85.1	85.4	85.5	86.4	86.8	91.2	90.4
Fs	9.4	8.9	10.1	9.9	13.8	13.4	13.6	12.0	11.5	11.6	7.6	7.6



Таблица 5.3-1. Продолжение.

Т.н.	MP13-10											
№ пробы	MP13-10		MP13-10/1		MP13-10/4		MP13-10/5		MP13-10/9			
Порода	Opxt		Opxt		Opxt		Hz		Hz		Opxt	
№ п.п.	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO <sub>2</sub>	56.76	57.31	56.37	56.84	55.74	56.39	56.77	56.54	57.75	57.47	58.07	57.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.27	1.96	1.86	1.92	2.03	1.67	2.50	2.58	1.21	1.28	1.07	1.34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.76	0.59	0.55	0.60	0.81	0.54	0.75	0.84	0.57	0.60	0.48	0.50
FeO	5.22	5.09	5.09	5.12	5.14	5.20	5.43	5.32	5.36	5.25	5.22	5.13
MnO	0.09	0.14	0.10	0.10	0.10	0.13	0.14	0.09	0.12	0.08	0.11	0.11
MgO	34.94	34.93	34.62	34.57	34.73	35.28	35.38	33.52	35.02	35.29	34.87	34.58
CaO	0.71	0.65	0.67	0.71	0.41	0.36	0.47	1.71	0.65	0.57	0.78	1.34
Сумма	100.9	100.8	99.5	100.0	99.1	99.7	101.5	100.8	100.8	100.7	100.7	100.6
Mg#	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92
Wo	1.3	1.2	1.3	1.3	0.8	0.7	0.9	3.2	1.2	1.1	1.5	2.5
En	90.9	91.1	91.0	91.0	91.5	91.6	91.1	88.7	90.8	91.2	90.8	89.8
Fs	7.8	7.7	7.7	7.7	7.8	7.8	8.0	8.0	8.0	7.7	7.8	7.6

Т.н.	MP13-15		MP13-21						MP13-22		MP13-23	
№ пробы	MP13-15		MP13-21-1		MP13-21-2		MP13-21-2		MP13-22		MP13-23	
Порода	Web		Hz		Hz		Opxt		Web		Hz	
№ п.п.	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47
SiO <sub>2</sub>	57.26	57.98	58.03	58.31	58.28	58.19	57.31	57.29	55.70	56.32	56.12	56.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.67	0.69	0.82	0.87	0.71	0.73	0.70	0.62	1.10	1.53	1.44	1.43
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.26	0.20	0.44	0.46	0.40	0.41	0.37	0.22	0.27	0.31	0.47	0.45
FeO	9.42	9.41	5.33	5.35	5.24	5.46	5.01	5.25	8.27	8.89	6.80	6.74
MnO	0.20	0.18	0.13	0.15	0.12	0.17	0.11	0.12	0.17	0.21	0.12	0.15
MgO	32.42	32.62	35.11	34.62	34.67	34.38	34.35	35.12	33.96	32.60	33.18	33.09
CaO	0.51	0.50	0.84	0.95	0.90	0.95	1.30	0.35	0.48	1.33	0.79	1.07
Сумма	100.9	101.7	100.8	100.8	100.4	100.4	99.3	99.1	100.1	101.3	99.0	99.4
Mg#	0.86	0.86	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.88	0.87	0.90	0.90
Wo	1.0	0.9	1.6	1.8	1.7	1.8	2.5	0.7	0.9	2.5	1.5	2.0
En	84.8	85.0	90.5	90.2	90.4	90.0	90.0	91.5	87.0	84.3	88.2	87.7
Fs	14.1	14.0	7.9	8.0	7.8	8.3	7.5	7.8	12.1	13.2	10.3	10.3

Таблица 5.3-1. Окончание.

Т.н.	MP13-23				MP13-25		MP13-29					
№ пробы	MP13-23		MP13-23/2		MP13-25/1		MP13-29А			MP13-29В		
Порода	Opxt		Web		Opxt		Hz		Opxt		Opxt	
№ п.п.	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59
SiO <sub>2</sub>	55.47	55.78	54.46	56.73	57.78	58.05	57.01	57.05	58.05	59.12	56.72	58.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.55	1.40	1.12	0.98	0.51	0.53	0.67	0.68	0.74	0.74	0.77	0.86
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.20	0.11	0.23	0.18	0.37	0.33	0.22	0.34	0.38	0.44	0.42	0.43
FeO	7.46	7.43	11.46	9.77	6.88	6.68	6.15	6.08	6.06	6.03	5.83	5.94
MnO	0.16	0.15	0.19	0.21	0.17	0.17	0.15	0.14	0.15	0.13	0.11	0.15
MgO	32.89	33.18	30.34	31.93	34.32	33.72	33.70	33.46	33.90	34.15	34.14	33.63
CaO	0.71	0.48	0.49	0.63	0.57	1.45	0.87	0.92	0.54	0.72	0.72	0.99
Сумма	98.6	98.7	98.5	100.6	100.7	101.1	98.9	98.8	100.0	101.5	98.8	100.7
Mg#	0.89	0.89	0.83	0.85	0.90	0.90	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91
Wo	1.4	0.9	0.9	1.2	1.1	2.7	1.6	1.8	1.0	1.4	1.4	1.9
En	87.2	87.8	81.5	84.1	88.7	87.3	89.0	89.0	89.6	89.6	89.9	88.9
Fs	11.3	11.3	17.6	14.7	10.2	9.9	9.3	9.3	9.2	9.1	8.8	9.0

Магнезиальность ортопироксенов контактирующих перидотитов изменяется в пределах 0.90-0.92 (рис. 5.3-1 А, Б). В ортопироксенитах – 0.89-0.92 (рис. 5.3-1 В, Г). В вебстеритах магнезиальность намного ниже – 0.86-0.88 (рис. 5.3-1 Д, Е), т.е. наблюдается последовательное уменьшение магнезиальности в ряду перидотит – ортопироксенит – вебстерит. Содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в ортопироксенах ведут себя подобным образом, в вебстеритах и ортопироксенитах образуют бóльший разброс значений относительно состава ортопироксенов в гарцбургитах. В ортопироксене гарцбургитов Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> варьирует в пределах от 0.63 до 2.01 мас. %, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.22-0.61 мас. %. В ортопироксене ортопироксенитовых жил Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> изменяется от 0.31 до 2.25 мас. %, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.06-0.71. В вебстеритах Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> еще ниже – 0.25-1.01 мас. %, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.07-0.31 мас. %. Содержания остальных элементов не обнаруживают четких корреляционных взаимоотношений. CaO варьирует в пределах от 0.4 до 1.3 мас. % (см. табл. 5.3-1), при этом, положительные и отрицательные экстремумы наблюдаются как в ортопироксенах вебстеритов, так и ортопироксенитов, в гарцбургитах – промежуточные значения, MnO изменяется от 0.1 до 0.2 мас. % (см. табл. 5.3-1).

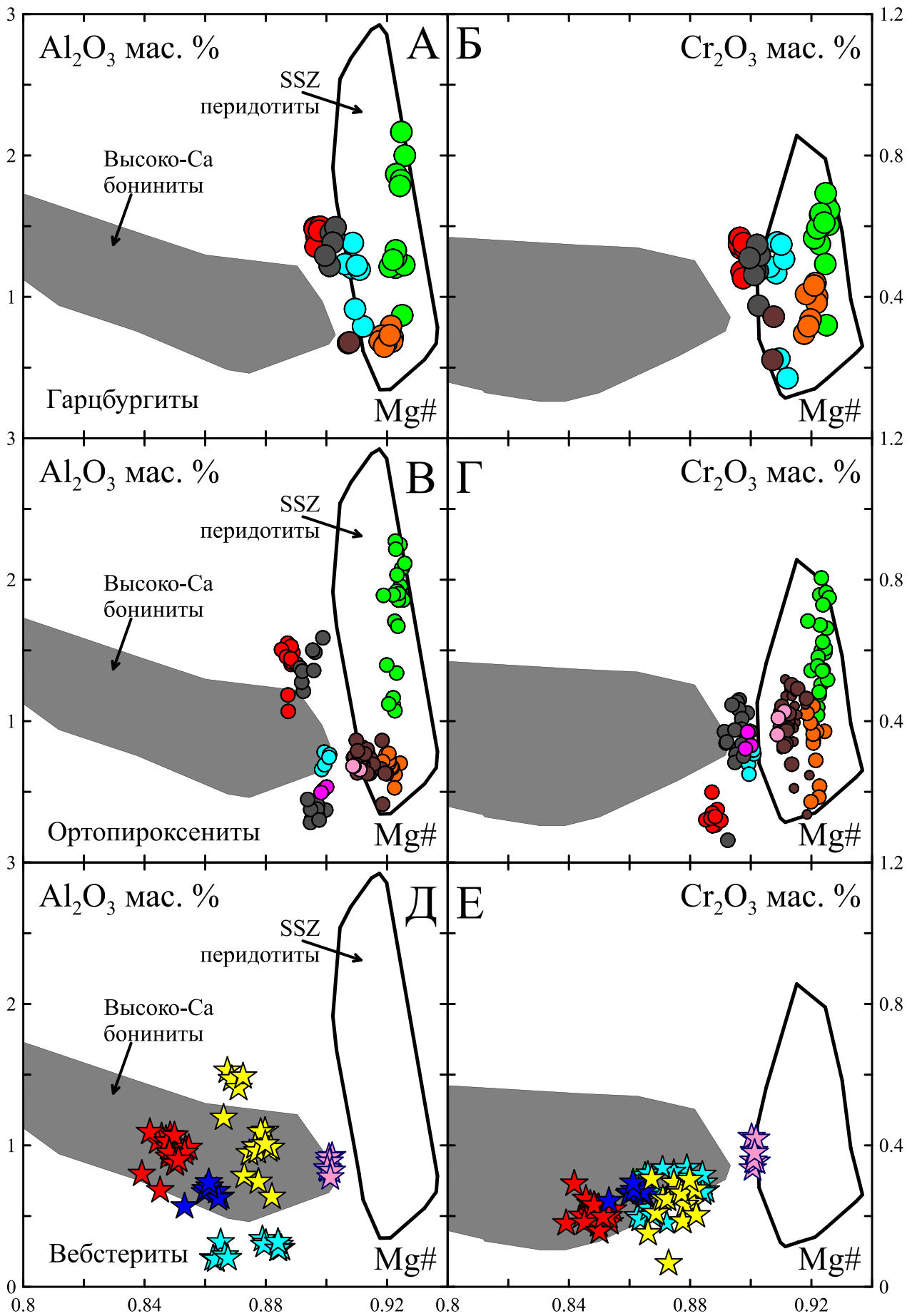


Рис. 5.3-1. Состав ортопироксенов в серпентинизированных гарцбургитах и пироксенитовых жилах Эгйингольского массива.

А, Б – содержание  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$  и  $Mg\#$  в ортопироксенах из вмещающих гарцбургитов; В, Г – в ортопироксенах из ортопироксенитовых жил; Д, Е – в ортопироксенах из вебстеритовых жил. Условные знаки те же что на рис. 5.1-2, поля составов ортопироксенов из надсубдукционных перидотитов из [Parkinson, Pearce, 1998] и высококальциевых бонинитов офиолита Троодос [Соболев и др., 1993; Cameron, 1985] и дуг Тонга [Sobolev, Danyushevsky, 1994] и Идзу-Бонин [Laan van der et al., 1992].

Если рассматривать составы ортопироксенов отдельно по каждому обнажению, то можно обнаружить следующие тенденции: составы ортопироксенов из гарцбургитов находятся в поле надсубдукционных перидотитов (см. рис. 5.3-1 А, Б), либо превалируют к нему. Составы ортопироксенов из ортопироксенитов близки составам Орх из контактирующих гарцбургитов по содержанию  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$  и имеют идентичную  $Mg\#$  (см. рис. 5.3-1 В, Г). Составы ортопироксенов из вебстеритовых жил, напротив, характеризуются заметно более низкими уровнями  $Mg\#$  и содержаниями  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$  относительно таковых в Орх контактирующих гарцбургитов и уже сдвигаются к полю высоко-Са бонинитов офиолита Троодос, дуг Тонга и Идзу-Бонин (см. рис. 5.3-1 Д, Е), образуя при этом более широкие поля составов чем ортопироксены из гарцбургитов и ортопироксенитов Эгйингольского массива. Следует отметить, что вариации по содержанию  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$  и  $Mg\#$  наблюдаются не только между ортопироксенами разных образцов, но также и внутри самих образцов.

Состав ортопироксенов пироксенитов и вмещающих гарцбургитов явно указывает на их первичную природу, потому как при образовании вторичного ортопироксена при метаморфическом преобразовании пород прогрессивного характера образуются ортопироксены с крайне низким содержанием  $Al_2O_3$  (<0.25 мас. %),  $Cr_2O_3$  (<0.25 мас. %) и СаО (<0.5 мас. %) [Khedr, Arai, 2010].

Клинопироксены исследуемых пород отвечают диопсиду, представительные составы приведены в табл. 5.3-2.

Для клинопироксенов наблюдаются те же закономерности, что и для ортопироксенов (рис. 5.3-2). Магнезиальность клинопироксенов из ортопироксенитов и контактирующих с ними гарцбургитов близка, и варьирует от 0.93 до 0.95 (рис. 5.3-2 А-Г), в клинопироксенах из вебстеритов изменяется в пределах от 0.88 до 0.93 (рис. 5.3-2 Д, Е). Фигуративные точки составов клинопироксенов из вебстеритов и ортопироксенитов по содержанию  $Al_2O_3$  и  $Cr_2O_3$  образуют более широкие поля, чем в гарцбургитах. Так, содержание  $Al_2O_3$  в клинопироксенах из ортопироксенитов изменяются от 0.31 до 0.46 мас. %,  $Cr_2O_3$  – 0.12-0.85 мас. %. В вебстеритах  $Al_2O_3$  варьирует от 0.59 до 1.51 мас. %,  $Cr_2O_3$  – 0.18-0.54 мас. %. В то время как в перидотитах  $Al_2O_3$  составляет 0.46-1.13 мас. %, а  $Cr_2O_3$  – 0.4-0.65 мас. %.

Таблица 5.3-2. Представительные составы клинопироксенов из пород Эгийнгольского массива.

Т.н.	MP13-01									MP13-08		
№ пробы	MP13-01/4-1				MP13-01/4-2			MP13-01/6		MP13-08/1		
Порода	Hz		Opxt		Hz		Opxt	Opxt		Web		
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	55.79	54.48	54.76	53.46	55.10	54.99	54.79	54.99	54.22	54.38	53.80	55.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.55	0.46	1.06	1.46	1.12	1.00	1.11	0.76	0.80	1.31	0.67	1.50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.06	0.12	0.14	0.61	0.64	0.47	0.59	0.60	0.42	0.45	0.83
FeO	1.76	1.87	2.45	2.50	2.12	2.07	2.42	2.11	2.15	2.92	2.86	2.02
MnO	0.07	0.09	0.12	0.12	0.06	0.05	0.08	0.09	0.08	0.09	0.12	0.09
MgO	17.37	17.14	17.49	17.52	18.18	18.12	17.63	17.45	17.29	16.73	17.28	17.32
CaO	25.74	25.83	23.87	24.38	23.97	23.36	24.30	24.20	23.91	24.18	24.28	23.77
Сумма	101.4	100.0	100.1	99.7	101.4	100.4	101.0	100.4	99.2	100.2	99.7	100.7
Mg#	0.95	0.94	0.93	0.93	0.94	0.94	0.93	0.94	0.93	0.91	0.92	0.94
Wo	50.1	50.4	47.5	47.9	46.9	46.4	47.8	48.1	48.0	48.4	47.8	48.0
En	47.1	46.6	48.5	47.9	49.5	50.0	48.2	48.3	48.3	46.6	47.4	48.6
Fs	2.8	3.0	4.0	4.0	3.3	3.3	3.8	3.4	3.5	4.7	4.6	3.3

Т.н.	MP13-08											
№ пробы	MP13-08/6				MP13-08/2		MP13-08/3		MP13-08/5-1		MP13-08/5-2	
Порода	Hz		Opxt		Web		Web		Web		Web	
№ п.п.	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO <sub>2</sub>	53.78	55.11	54.77	55.00	54.38	53.92	54.07	54.76	53.76	54.69	54.59	55.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.10	1.50	0.63	0.69	0.75	0.43	1.35	0.95	0.70	0.84	0.74	0.68
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.62	0.83	0.40	0.40	0.44	0.26	0.35	0.44	0.48	0.45	0.45	0.45
FeO	2.51	2.02	2.14	2.28	2.92	2.62	3.07	2.91	2.78	2.65	2.75	2.48
MnO	0.08	0.09	0.08	0.09	0.11	0.12	0.11	0.10	0.12	0.08	0.11	0.08
MgO	20.65	17.32	17.98	18.05	17.44	17.14	16.91	16.87	17.58	17.33	17.45	17.80
CaO	20.16	23.77	24.01	23.88	23.56	24.39	23.03	23.24	23.52	23.57	23.30	23.67
Сумма	99.0	100.7	100.1	100.5	99.8	99.0	99.2	99.4	99.2	100.1	99.6	101.1
Mg#	0.94	0.94	0.94	0.93	0.91	0.92	0.91	0.91	0.92	0.92	0.92	0.93
Wo	39.6	48.0	47.2	46.9	46.8	48.4	46.7	47.2	46.6	46.8	46.7	46.6
En	56.4	48.6	49.2	49.4	48.2	47.3	47.7	47.7	48.5	47.9	48.6	48.7
Fs	4.0	3.3	3.4	3.6	4.7	4.2	5.0	4.8	4.5	4.2	4.5	3.9

Таблица 5.3-2. Продолжение.

Т.н.	MP13-10						MP13-15				MP13-16	
№ пробы	MP13-10/5		MP13-10/9				MP13-15		MP13-15/1		MP13-16	
Порода	Hz		Hz		Opxt		Web		Web		Opxt	
№ п.п.	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO <sub>2</sub>	54.24	54.72	55.10	55.00	55.69	55.36	55.93	56.09	53.91	55.28	53.9	55.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.20	2.28	1.16	1.39	1.01	0.99	0.66	0.70	0.75	0.87	0.62	0.6
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.03	0.87	0.81	0.90	0.62	0.66	0.38	0.38	0.40	0.25	0.48	0.47
FeO	1.97	2.13	1.68	1.84	1.56	1.64	3.44	3.47	3.44	3.44	1.94	2.02
MnO	0.06	0.08	0.06	0.06	0.06	0.08	0.10	0.13	0.10	0.10	0.04	0.07
MgO	18.73	17.73	17.81	18.95	18.03	17.70	17.70	17.54	16.97	17.06	18.3	18
CaO	21.04	22.50	23.41	23.00	24.06	24.15	23.04	23.30	23.62	22.99	24.3	23.3
Сумма	99.6	100.6	100.2	101.4	101.2	100.7	101.3	101.6	99.3	100.2	99.7	99.8
Mg#	0.94	0.94	0.95	0.95	0.95	0.95	0.90	0.90	0.90	0.90	0.94	0.94
Wo	43.0	45.7	47.0	45.0	47.5	48.0	45.7	46.0	47.2	46.4	47.3	46.6
En	53.2	50.1	49.8	51.6	49.6	49.0	48.8	48.2	47.2	47.9	49.5	50
Fs	3.2	3.5	2.7	2.9	2.5	2.7	5.5	5.5	5.5	5.6	3.02	3.25

Т.н.	MP13-16		MP13-21								MP13-22	
№ пробы	MP13-16/1		MP13-21-1				MP13-21-2				MP13-22	
Порода	Web		Hz		Opxt		Opxt		Hz		Web	
№ п.п.	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO <sub>2</sub>	54.7	53.9	54.27	53.79	54.04	55.68	55.19	54.85	53.70	53.83	54.01	53.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.93	0.92	0.90	0.82	0.69	0.77	0.63	0.46	1.13	1.07	1.54	0.77
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.53	0.56	0.61	0.51	0.48	0.47	0.40	0.25	0.76	0.78	0.33	0.14
FeO	1.85	2.02	1.83	1.81	1.58	1.66	1.60	1.55	1.57	1.70	2.95	2.59
MnO	0.07	0.07	0.08	0.08	0.06	0.05	0.04	0.07	0.05	0.08	0.09	0.08
MgO	18.2	18	17.97	17.96	17.89	17.91	17.70	17.92	17.77	17.74	17.38	17.70
CaO	24.6	23.9	24.23	24.15	24.55	24.68	24.36	24.76	24.29	24.24	24.25	25.24
Сумма	101	99.4	100.1	99.3	99.4	101.4	100.0	99.9	99.5	99.6	100.7	99.9
Mg#	0.95	0.94	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.91	0.92
Wo	47.7	47.1	47.6	47.6	48.2	48.4	48.4	48.5	48.2	48.0	47.7	48.6
En	49.1	49.4	49.1	49.2	48.9	48.8	49.0	48.9	49.0	48.9	47.6	47.4
Fs	2.9	3.23	2.9	2.9	2.5	2.6	2.5	2.5	2.5	2.8	4.7	4.0

Таблица 5.3-2. Окончание.

Т.н.	MP13-23				MP13-25		MP13-29					
№ пробы	MP13-23		MP13-23/2		MP13-25/1		MP13-29A				MP13-29B	
Порода	Opxt		Web		Opxt		Hz		Opxt		Opxt	
№ п.п.	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
SiO <sub>2</sub>	52.81	52.40	54.26	53.30	55.21	54.92	54.66	55.35	55.33	55.80	54.58	55.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.59	1.39	1.17	0.74	0.64	0.63	1.50	0.72	0.52	0.52	0.53	0.49
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.85	0.73	0.28	0.20	0.54	0.50	1.20	0.40	0.26	0.24	0.32	0.32
FeO	2.12	2.13	3.60	3.15	2.30	2.23	1.62	1.57	1.77	1.82	1.70	1.90
MnO	0.06	0.06	0.10	0.12	0.06	0.07	0.09	0.04	0.07	0.07	0.06	0.08
MgO	16.91	17.20	17.11	17.15	17.95	17.79	17.23	17.99	17.80	17.76	17.53	17.86
CaO	24.59	22.85	24.62	24.87	24.03	24.23	24.00	22.70	23.88	23.63	25.32	24.50
Сумма	99.1	96.9	101.3	99.6	100.9	100.6	100.5	98.9	99.7	100.0	100.1	100.6
Mg#	0.93	0.94	0.89	0.91	0.93	0.93	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.94
Wo	49.3	47.0	47.9	48.5	47.1	47.6	48.5	46.2	47.6	47.4	49.5	48.0
En	47.2	49.3	46.3	46.5	49.0	48.6	48.5	51.0	49.4	49.6	47.7	48.7
Fs	3.4	3.5	5.6	5.0	3.6	3.5	2.7	2.6	2.9	3.0	2.7	3.0

Наблюдается приуроченность точек составов клинопироксенов из ортопироксенитов и перидотитов к полю надсубдукционных перидотитов. Тогда как, составы клинопироксенов из вебстеритов, образуют растянутые поля, больше отклоняются к полю составов клинопироксенов из высоко-Са бонинитов офиолита Троодос и дуг Тонга и Идзу-Бонин (рис. 5.3-2 Д, Е). Следует отметить, что в рамках одного обнажения могут быть блоки гарцбургитов с разными по составу пироксенами. Например, в т.н. MP13-01 есть блоки перидотитов с клинопироксенами с относительно высоким (~0.62 мас. %) и низким (~0.1 мас. %) содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (при одинаковой магнезиальности ~0.92). Внутри данных блоков располагаются маломощные ортопироксенитовые жилы, в которых состав клинопироксенов начинает смещаться от перидотитовых клинопироксенов к области клинопироксеновых вкрапленников из высоко-Са бонинитов с заметным падением содержания хрома в первом блоке и падением магнезиальности во втором.

Состав клинопироксенов всех типов пород свидетельствует об их первично-магматической природе, метаморфические клинопироксены характеризуются снижающимися содержаниями Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (< 0.4 мас. %), низким Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (< 0.25 мас. %) и более высоким CaO (~25-26 мас. %) [Murata et al., 2009].

Также следует отметить, что на продолжении составов клинопироксенов из ортопироксенитовых и вебстеритовых жил лежат фигуративные точки составов клинопироксеновых вкрапленников из бонинитов Баянгольской аккреционной призмы [Альмухамедов и др., 2001; Симонов и др., 2004] и наши данные], и они, таким образом, продолжают тренд изменения состава от перидотитов к бонинитам (рис. 5.3-2 Б-Е).

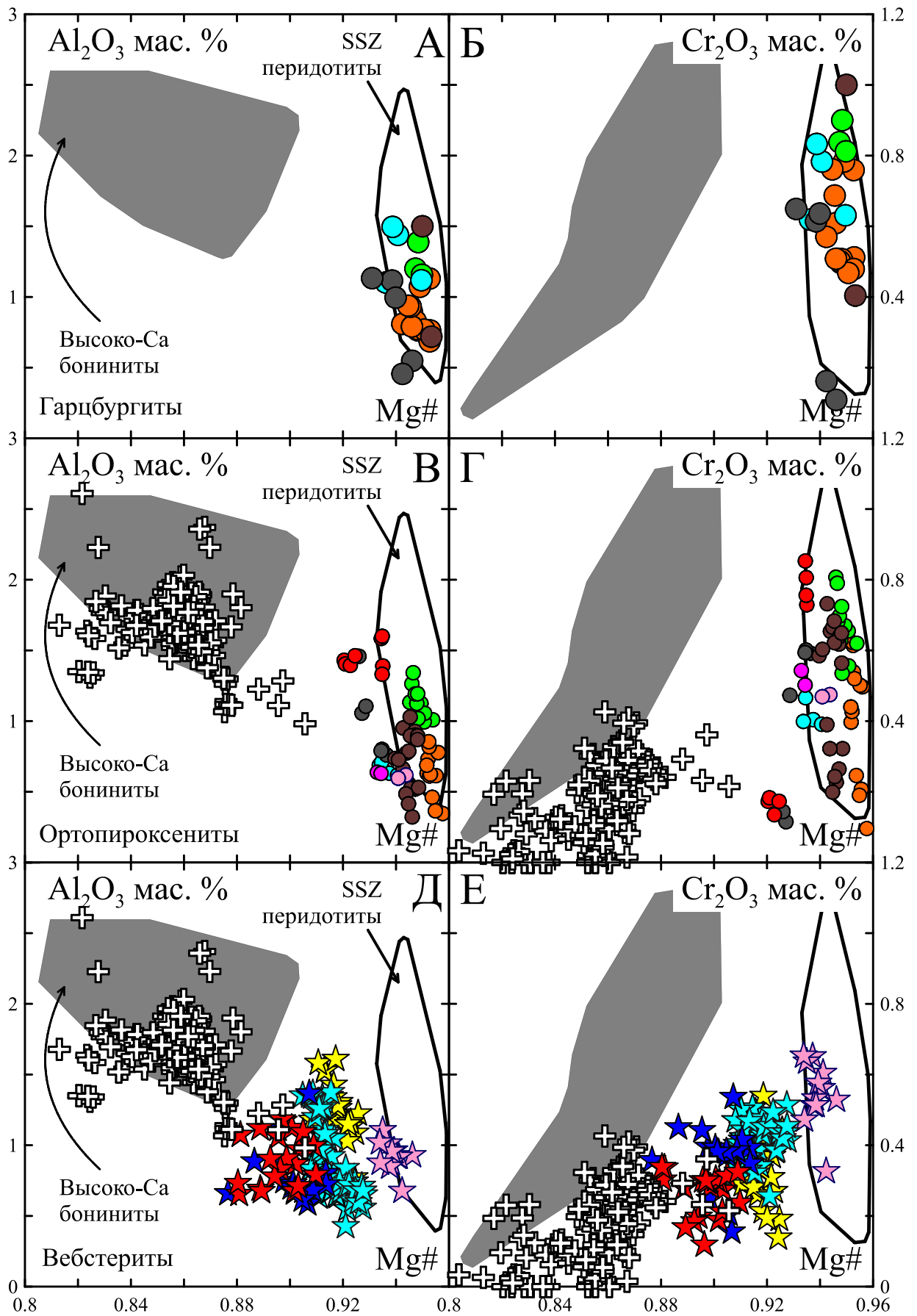


Рис. 5.3-2. Состав клинопироксенов в серпентинизированных гарцбургитах и пироксенитовых жилах Эгйингольского массива.



А, Б – содержание  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$  и  $Mg\#$  в клинопироксенах из вмещающих гарцбургитов; В, Г – в клинопироксенах из ортопироксенитовых жил; Д, Е – в клинопироксенах из вебстеритовых жил. Условные знаки те же, что на рис. 5.1-2, поля составов клинопироксенов из надсубдукционных перидотитов из [Parkinson, Pearce, 1998] и высококальциевых бонинитов офиолита Троодос [Соболев и др., 1993; Cameron, 1985] и дуг Тонга [Sobolev, Danyushevsky, 1994] и Идзу-Бонин [Laan van der et al., 1992], также на графике показаны составы клинопироксеновых вкрапленников (белые кресты) из бонинитов Баянгольской аккреционной призмы [Альмухамедов и др., 2001; Симонов и др., 2004] и наши данные.

Данный факт показывает, что состав орто- и клинопироксенов пироксенитовых жил зависит не только от состава просачивающегося расплава, но также контролируется составом минералов преобразуемого гарцбургитового субстрата. Более детально наиболее интересные точки наблюдения будут обсуждены в следующем разделе.

#### 5.4. Эволюция состава минералов в обнажениях пород

Обнажение MP13-01 (рис. 5.4-1) состоит из мощной (~1-1.5 м) ортопироксенитовой жилы (MP13-01/6P и MP13-01/7P) и двух тонких ортопироксенитовых прожилков (MP13-01/4-1P и MP13-01/4-2P) мощностью ~0.5 и 2 см соответственно, они контактируют с серпентинизированными гарцбургитами (MP13-01/4-1S, MP13-01/4-2S, MP13-01/5S).

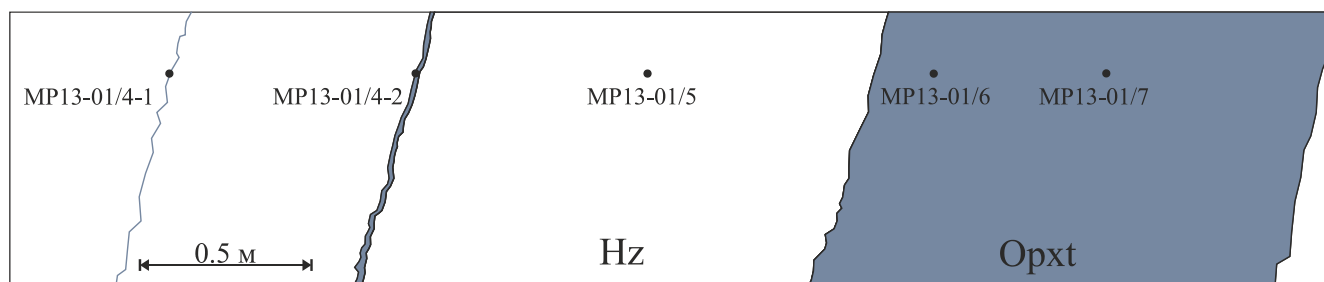


Рис. 5.4-1. Схематический геологический разрез обнажения MP13-01.

MP13-01/4-1 – контакт серпентинизированного гарцбургита и ортопироксенитовой жилы (0.5 см), MP13-01/4-2 – контакт серпентинизированного гарцбургита и ортопироксенитовой жилы (2 см), MP13-01/5 – образец серпентинизированного гарцбургита, MP13-01/6 – образец мощной (1-1.5 м) ортопироксенитовой жилы (ближе к контакту с гарцбургитом), MP13-01/7 – образец мощной (1-1.5 м) ортопироксенитовой жилы (центральная часть жилы).

Минеральный состав пород (см. табл. 5-1). Мощная ортопироксенитовая жила MP13-01/6P и MP13-01/7P состоит из ортопироксена (90 об. %), клинопироксена (4.5 об. %), хромшпинели (1.0 об. %) и оливина (4.0 об. %) имеющего вторичную природу – на рис. 5.4-2 рассматриваться не будет. Маломощные ортопироксенитовые прожилки MP13-01/4-1P и MP13-01/4-2P состоят также преимущественно из ортопироксена (92.5 и 92 об. %), клинопироксена (3.5 и 4.0 об. %), хромшпинели (1.5 и 1 об. %) и оливина (2.5 и 3.0 об. %).

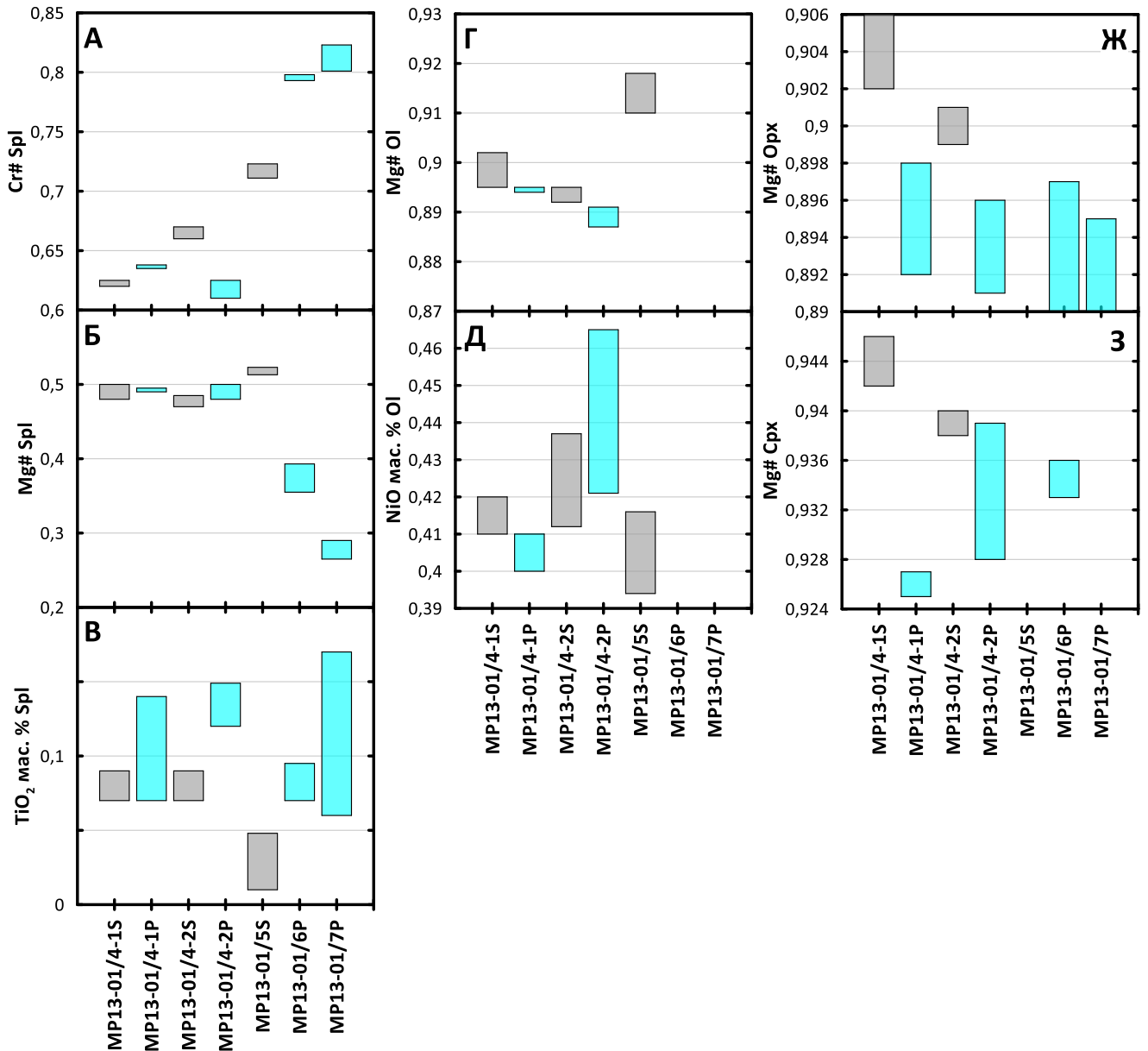


Рис. 5.4-2. Состав минералов обнажения MP13-01.

MP13-01/4-1S – серпентинизированный гарцбургит на контакте с MP13-01/4-1P; MP13-01/4-1P – ортопироксенитовый прожилок (~0.5 см); MP13-01/4-2S – серпентинизированный гарцбургит на контакте с MP13-01/4-2P; MP13-01/4-2P – ортопироксенитовый прожилок (~2 см); MP13-01/5S – блок серпентинизированных гарцбургитов между жилой MP13-01/4-2P и MP13-01/6P, мощностью 1.5 м; MP13-01/6P и MP13-01/7P – две части мощной ортопироксенитовой жилы (~1 м).

Рестаурированный состав (состав пород пересчитан на безводный остаток и сбалансирован на состав оливина, двух пироксенов и хромшпинели) серпентинизированных гарцбургитов выглядит следующим образом (см. табл. 5-1): MP13-01/5S: оливин (90 об. %), ортопироксен (7.0 об. %), хромшпинель (3.0 об. %); MP13-01/4-1S: оливин (74 об. %), ортопироксен (25 об. %), хромшпинель (1.0 об. %), есть единичные анализы клинопироксена; MP13-01/4-2S: оливин (76 об. %), ортопироксен (23 об. %), хромшпинель (2.0 об. %), есть также единичные анализы клинопироксена.

По разрезу от MP13-01/4-1 к MP13-01/7 в хромшпинелиде наблюдается рост хромистости и понижение магнезиальности (см. рис. 5.4-2 А, Б) от контактирующих серпентинизированных гарцбургитов и маломощных ортопироксенитовых прожилков (Cr# 0.62-0.72, Mg# 0.48-0.52) к мощной ортопироксенитовой жиле (Cr# 0.79-0.83, Mg# 0.27-0.39). Также, следует заметить, что по содержанию хрома, алюминия, магния и железа хромшпинели маломощных ортопироксенитовых жил идентичны по составу таковым из контактирующих серпентинизированных гарцбургитов, что может говорить о наследовании зерен хромшпинели из гарцбургита. Однако, хромшпинели ортопироксенитов отличаются более высоким содержанием титана ( $\text{TiO}_2$  0.06-0.17 мас. %) относительно хромшпинелей из контактирующих перидотитов (см. рис. 5.4-2 В), где количество титана контролируется процессом частичного плавления и в более высокохромистых хромшпинелях (MP13-01/5S) мы наблюдаем весьма низкие ( $< 0.05$  мас. %) содержания  $\text{TiO}_2$ .

Также наблюдается возрастание содержания NiO в оливине (см. рис. 5.4-2 Д) из маломощного ортопироксенитового прожилка (MP13-01/4-2P, мощность  $\sim 2$  см) до 0.42-0.47 мас. % при постоянной магнезиальности (см. рис. 5.4-2 Г; Mg#  $\sim 0.89$ ). Следует отметить, что в самом маломощном прожилке (MP13-01/4-1P, мощность  $\sim 0.5$  см) уровень содержания NiO в оливине соответствует таковым в соседних гарцбургитах – 0.4-0.44 мас. %. Анализ проводился в двух реликтовых зернах оливина находящихся на контакте гарцбургит-пироксенит, тогда как в обр. № MP13-01/4-2P это были изолированные зерна в центре жилы. То есть, в случае с MP13-01/4-1P перераспределение никеля при образовании ортопироксена по оливину перидотитов могло происходить также в сторону перидотитовой части, где также есть большое количество оливина, что мы и наблюдаем по росту содержания NiO в оливинах обр. № MP13-01/4-2S (см. рис. 5.4-2 Д). Тогда как в первом случае, в более мощном (2 см) прожилке, никель распределяется в остаточный оливин внутри жилы.

Для орто- и клинопироксенов характерно падение магнезиальности от серпентинизированных гарцбургитов к ортопироксенитам (см. рис. 5.4-2 Ж, З). Более информативны по содержанию главных компонентов в пироксенах сложные разрезы, содержащие как ортопироксенитовые, так и вебстеритовые жилы.

Обнажение MP13-16 (рис. 5.4-3) состоит из мощной ( $\sim 40$  см) вебстеритовой жилы MP13-16/1P, маломощного (2 см) ортопироксенитового прожилка MP13-16P и контактирующего с ним серпентинизированного гарцбургита MP13-16S, также рядом с жилами на некотором удалении (2 м) был отобран образец перидотита MP13-16/2S. Суммарная мощность разреза составляет  $\sim 2.5$  м.

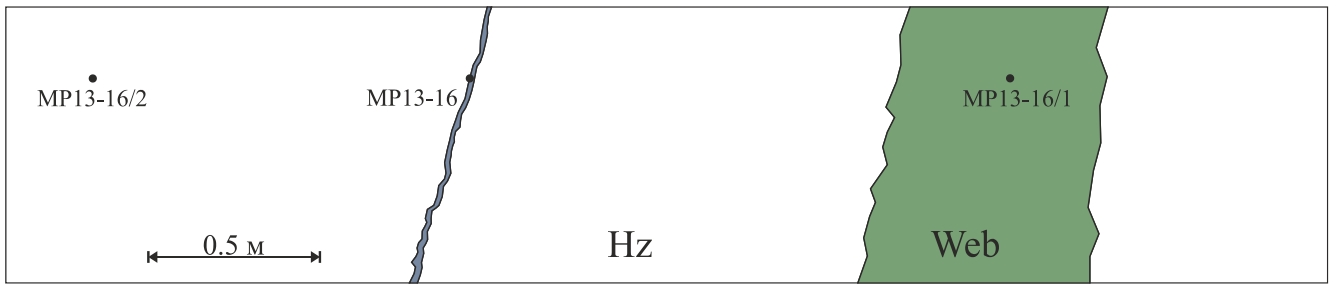


Рис. 5.4-3. Схематический геологический разрез обнажения MP13-16.

MP13-16/2 – серпентинизированный гарцбургит на удалении 2 м от пироксенитовых жил, MP13-16 – контакт серпентинизированного гарцбургита и ортопироксенитового прожилка (~ 2 см), MP13-16/1 – центральная часть вебстеритовой жилы (~ 40 см).

Минеральный состав пород. Мощная вебстеритовая жила MP13-16/1P состоит из ортопироксена (69.5 об. %), клинопироксена (27.5 об. %) и оливина (3 об. %), хромшпинель не обнаружена. Маломощный ортопироксенитовый прожилок MP13-16P состоит из ортопироксена (89 об. %), клинопироксена (4 об. %), оливина (4 об. %) и хромшпинели (3 об. %). Оливин в обеих пироксенитовых жилах имеет вторичную природу.

Рестаурированный состав (состав пород пересчитан на безводный остаток и сбалансирован на состав оливина, двух пироксенов и хромшпинели, в данных образцах реликтов оливинов и пироксенов обнаружено не было) серпентинизированных гарцбургитов выглядит следующим образом: MP13-16S состоит из оливина (70 об. %), ортопироксена (25 об. %), клинопироксена (2 об. %), хромшпинели (3 об. %); MP13-16/2S – оливин (71.5 об. %), ортопироксен (24 об. %), хромшпинель (4.5 об. %), клинопироксен – отсутствует.

Для хромшпинелей характерны те же закономерности, что были показаны ранее для разреза MP13-01: с приближением к ортопироксенитовой жиле в гарцбургитах наблюдается рост хромистости (рис. 5.4-4 А), увеличиваются диапазоны Mg# и содержания TiO<sub>2</sub> (рис. 5.4-4 Б, В), при этом, среднее значение магнезиальности падает (Mg# ~ 0.37), а TiO<sub>2</sub> растет (0.09 мас. %). В контактирующем гарцбургите MP13-16S наблюдается несоответствие высокой хромистости шпинели и высокого содержания в ней титана, что не может быть объяснено процессом частичного плавления перидотитового субстрата.

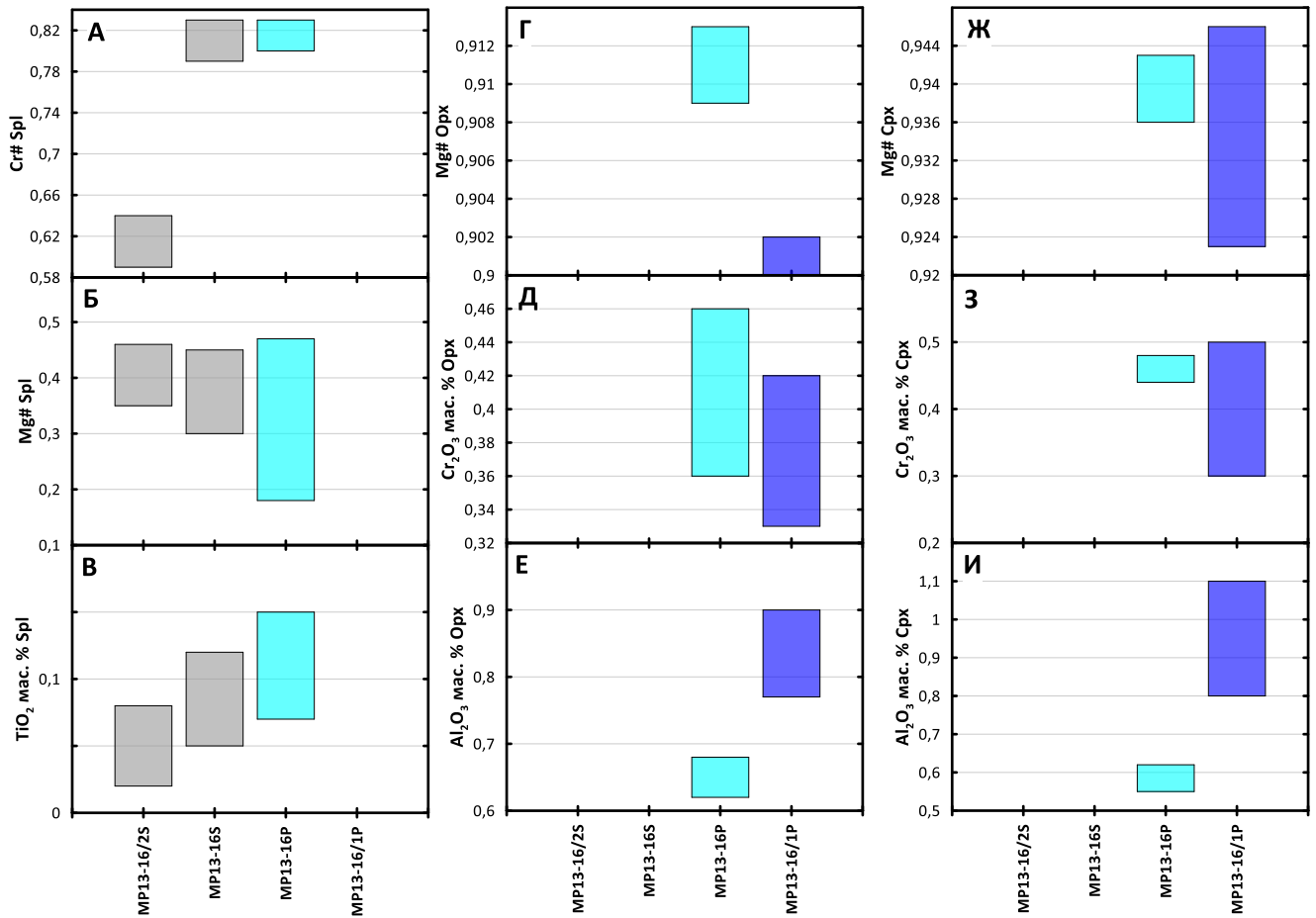


Рис. 5.4-4. Состав минералов обнажения MP13-16

MP13-16/2S – серпентинизированный гарцбургит на удалении 2 м от развития пироксенитовых жил; MP13-16S – контактирующий гарцбургит с ортопироксенитовым прожилком; MP13-16P – маломощный (~2 см) ортопироксенитовый прожилок; MP13-16/1P – мощная (40 см) вебстеритовая жила.

В контактирующих серпентинизированных гарцбургитах реликтов пироксенов обнаружено не было, однако в надсубдукционных перидотитах [Ishii et al., 1992; Parkinson, Pearce, 1998] магнезиальность пироксенов изменяется в ограниченных пределах – Mg#Орх 0.90-0.93; Mg#Срх 0.93-0.95, содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Орх 0.4-2.8 мас. %; Срх 0.4-2.4 мас. %), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Орх 0.1-0.8 мас. %; Срх 0.12-1.09 мас. %). Для орто- и клинопироксенов ортопироксенитового прожилка MP13-16P и вебстеритовой жилы магнезиальность и содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> остаются в пределах для таковых из надсубдукционных перидотитов, но в пироксенах вебстерита они ниже (Mg# Орх 0.900-0.902, Mg# Срх 0.923-0.945, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Орх 0.78-0.90 мас. %, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Срх 0.30-0.50 мас. %) чем в пироксенах ортопироксенитового прожилка (Mg# Орх 0.909-0.913, Mg# Срх 0.936-0.943, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Орх 0.36-0.46 мас. %, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Срх 0.43-0.49 мас. %, см. рис. 5.4-4 Г, Ж, Д, З). Содержание алюминия – наоборот растет в пироксенах из вебстеритов (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Орх 0.78-0.90 мас. %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Срх 0.80-1.10 мас. %, см. рис. 5.4-4 Е, И) относительно таковых из ортопироксенитового прожилка (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Орх 0.61-0.64 мас. %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Срх 0.57-0.61). Данный факт согласуется с отсутствием

алюминий-содержащей хромшпинели в вебстеритовой жиле, тогда как реликты зерен хромшпинели в ортопироксенитовом прожилке еще встречаются.

Обнажение МР13-08 (рис. 5.4-5) состоит из серии мощных вебстеритовых жил (МР13-08/5-2Р (25 см), МР13-08/5-1Р (30 см), МР13-08/3Р (~40 см)) среди которых есть один маломощный ортопироксенитовый прожилок МР13-08/6Р (1.5 см) и контактирующий с ним серпентинизированный гарцбургит МР13-08/6S. Промежуточные гарцбургиты между мощными вебстеритовыми жилами не брались ввиду сильного выветривания, суммарная мощность разреза составляет около 3 м.

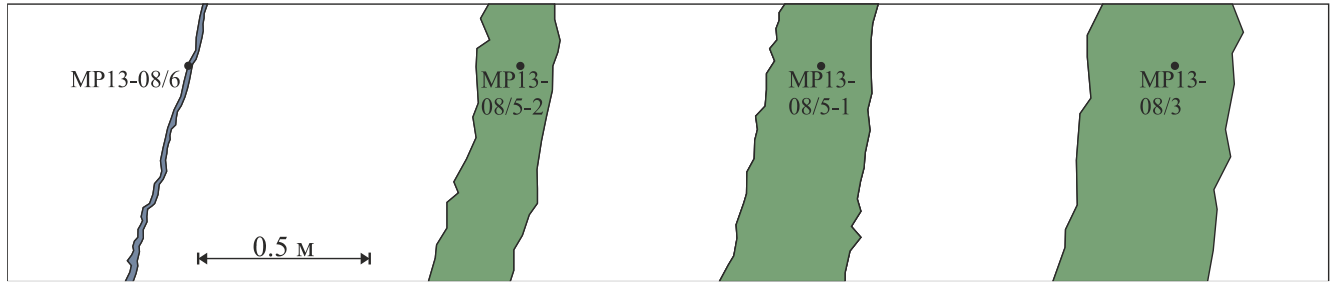


Рис. 5.4-5. Схематический сборный геологический разрез обнажения МР13-08.

МР13-08/6 – контакт серпентинизированного гарцбургита и ортопироксенитового прожилка (~ 1.5 см), МР13-08/5-2 – образец вебстеритовой жилы (~ 25 см), МР13-08/5-1 – образец вебстеритовой жилы (~ 30 см), МР13-08/3 – образец вебстеритовой жилы (~ 40 см).

Минеральный состав пород. Маломощный ортопироксенитовый прожилок МР13-08/6Р состоит из ортопироксена (75 об. %), клинопироксена (10 об. %), метаморфического оливина (13.5 об. %) и хромшпинели (1.5 об. %). Вебстеритовые жилы имеют схожий минеральный состав – характеризуются отсутствием хромшпинели, оливин присутствует только как вторичный минерал (8-10 об. %) и отличаются соотношением ортопироксен / клинопироксен в породе. В ряду обр. №№ МР13-08/5-2Р → МР13-08/5-1Р → МР13-08/3Р падает содержание Орх (66.5 – 34 – 25 об. %, соответственно) и растет клинопироксена (25.5 – 56 – 65 об. % соответственно). Реставрированный (также, как и для других разрезов – см. выше) состав контактирующего гарцбургита МР13-08/6S: оливин (79 об. %), ортопироксен (15 об. %), клинопироксен (4 об. %) и хромшпинель (2 об. %). Поскольку обнажение МР13-08 представляет собой не единый геологический разрез, а сборный, то пироксенитовые жилы на рисунке выстроены в порядке увеличения доли клинопироксена в жиле (рис. 5.4-6).

В хромшпинелях наблюдаются те же закономерности (рис. 5.4-6 А-В), что и для двух других разрезов (см. выше) – в ортопироксенитах растет хромистость и содержание титана, одновременно с этим падает магнезиальность относительно хромшпинелей из контактирующего гарцбургита.

Для пироксенитовых жил характерно падение магнезиальности и содержания хрома в орто- и клинопироксенах (рис. 5.4.-6 Г, Д, Ж, З). Тогда как, содержание алюминия в вебстеритах

начинает расти, причем, в клинопироксенах вебстеритовой жилы MP13-08/5-2P оно уже становится таким же или слегка выше, чем в ортопироксенитовом прожилке (рис. 5.4-6 Е), а в ортопироксене этой же вебстеритовой жилы (MP13-08/5-2P) содержание алюминия еще ниже, чем в ортопироксенах маломощного ортопироксенитового прожилка (рис. 5.4-6 И). Такое наблюдение вкупе с понижением магнезиальности пироксенов в ряду ортопироксенит-вебстерит может говорить о более раннем образовании ортопироксена в жиле (ортопироксенитовой или вебстеритовой), чем клинопироксена.

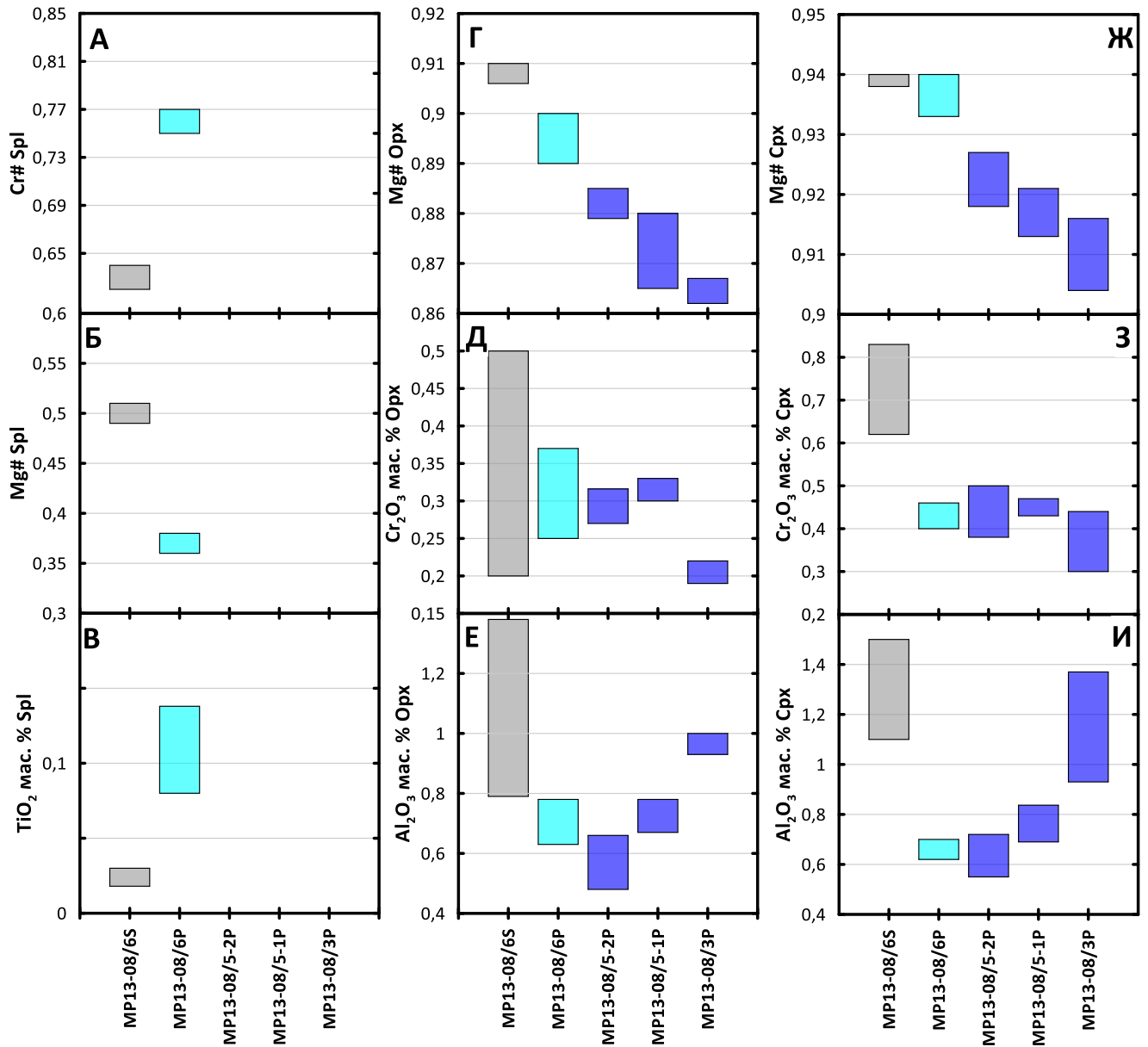


Рис. 5.4-6. Состав минералов обнажения MP13-08

MP13-08/6S – серпентинизированный гарцбургит контактирующий с маломощным ортопироксенитовым прожилком; MP13-08/6P – маломощный (1.5 см) ортопироксенитовый прожилок; MP13-08/5-2 – мощная (25 см) вебстеритовая жила; MP13-08/5-1P – мощная вебстеритовая жила (30 см); MP13-08/3P – мощная вебстеритовая жила (~40 см).

Исследование составов первичных минералов пироксенитовых жил и ассоциирующихся с ними серпентинизированных гарцбургитов позволило установить следующее:

1. Хромшпинелиды из перидотитов Восточного и Западного блоков, находящихся на удалении от области развития пироксенитовых жил, показывают характеристики, свойственные надсубдукционным перидотитам – средневысокая степень плавления (~ 15-20 %), низкое содержание  $TiO_2$  ( $\ll 0.1$  мас. %). Хромшпинелиды, контактирующих с пироксенитами гарцбургитов и маломощных ортопироксенитовых жил (Spl1), демонстрируют схожие составы и повышающийся уровень хромистости и содержания  $TiO_2$  до ~ 0.1 мас. %. Это свидетельствует: во-первых, о реликтовой природе Spl1 в маломощных ортопироксенитовых жилах, во-вторых, о вероятном взаимодействии хромшпинелидов с просачивающимся расплавом. Хромшпинелиды мощных ортопироксенитовых и вебстеритовых жил (Spl2) отличаются по составу от таковых из контактирующих с ними гарцбургитов, а повышающийся до ~ 0.25 мас. % уровень содержания  $TiO_2$  прямо указывает на расплавную природу образования данных хромшпинелей. Расчет равновесного расплава для хромшпинелидов хромититовых руд Эггингола указывает на бонинитовый состав последнего.
2. Составы оливинов (Ol1) гарцбургитов Эггингола также имеют параметры (высокая  $Mg\#$  ~0.89-0.91 и содержание  $NiO$  ~0.40 мас. %) характерные таковым из надсубдукционных перидотитов. Оливины маломощных ортопироксенитовых жил (Ol1) имеют схожий уровень магнезиальности, но более высокое содержание  $NiO$ , что говорит, во-первых, о реликтовой природе оливинов (Ol1) в ортопироксенитовых жилах, и во-вторых, о растворении последних и образованием на их месте ортопироксена, что подтверждается корреляцией повышающегося содержания  $NiO$  и модального количества ортопироксена в породе.
3. Составы орто- и клинопироксенов демонстрируют последовательное смещение от составов пироксенов надсубдукционных перидотитов к таковым из высоко-Са бонинитов. Ортопироксены маломощных ортопироксенитовых жил больше превалируют к составам ортопироксена надсубдукционных перидотитов, а клинопироксены вебстеритовых жил демонстрируют бóльшую равновесность к бонинитовому расплаву.
4. Исследование состава минералов перидотитов и пироксенитов в рамках отдельных обнажений показало, что реликтовые минералы (Ol1 и Spl1) в маломощных ортопироксенитовых жилах идентичны по составу таковым из контактирующих гарцбургитов. Новообразованные орто- и клинопироксены в данных жилах также имеют близкий к пироксенам гарцбургитов состав. Все это говорит о том, что состав вновь



образующихся минералов в начале буферизируется вмещающими перидотитами, а уже затем изменяется под действием просачивающегося расплава.

### 5.5. Метаморфические преобразования пород

Как уже говорилось выше (см. глава 4.4 «Вторичные минералы») в породах Эгийнгольского массива также присутствуют вторичные метаморфические минералы – амфибол (тремолит, актинолит, магнезиальная роговая обманка), серпентин (хризотил), хлорит (клинохлор), магнетит, тальк, вторичный оливин (Ol2). Представительные составы вторичных минералов приведены в табл. 5.5-1.

**Таблица 5.5-1.** Представительные составы вторичных минералов из пород Эгийнгольского массива.

Т.н. № пробы	MP13-01											
	MP13-01/4-1				01/5	MP13-01/6			MP13-01/7			
Порода	Hz		Opxt		Hz	Opxt			Opxt			
Минерал	Tr	Ctl	Tr	Ctl	Ctl	Tr	Ctl	Tlc	Tr	Ctl	Tlc	Ol2
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	57.65	38.19	57.11	40.55	39.62	58.41	43.01	57.18	56.80	42.87	65.83	40.72
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.97	-	0.58	0.33	0.99	0.73	0.06	0.53	0.69	-	0.19	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.15	-	0.07	-	0.44	0.17	0.13	0.34	0.26	-	0.48	-
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	2.12	8.18	1.91	8.85	7.88	2.62	8.61	6.93	3.10	8.80	1.77	11.86
MnO	0.05	0.15	0.05	0.33	0.13	0.10	0.09	0.14	0.12	0.19	-	0.16
MgO	22.63	34.25	23.35	32.91	34.42	23.92	24.92	33.65	22.88	28.00	30.55	47.57
CaO	13.41	0.06	12.87	0.08	0.05	11.60	0.27	0.91	11.63	0.12	0.10	
NiO	0.07	0.40	0.07	-	0.08	0.06	0.17	0.10	-	0.06	0.10	0.17
Na <sub>2</sub> O	0.10	-	0.10	-	-	0.10	-	-	0.11	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	97.2	81.3	96.1	83.1	83.6	97.7	77.4	99.8	95.7	80.1	99.1	100.5
Mg#	-	0.88	-	0.87	0.89	-	0.84	0.90	-	0.85	0.97	0.88

Примечание: «-» – содержание элемента не определено.

Таблица 5.5-1. Продолжение.

Т.н.	MP13-08											
№ пробы	MP13-08		MP13-08/1						MP13-08/2		MP13-08/4	
Порода	Hz		Web						Web		Hz	
Минерал	Ctl	Mag	Tr	Ctl	Chl	Mag	Dol	Cal	Tr	Dol	Ctl	Mag
№ п.п.	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO <sub>2</sub>	40.20	0.80	56.29	40.96	27.63	-	-	-	56.20	-	42.07	-
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.89	0.77	2.26	20.58	-	-	-	2.32	-	0.17	0.96
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	13.14	0.26	0.28	0.34	0.12	0.00	0.00	0.43	-	-	6.86
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.14	-	-	0.06	-	-	-	0.06	-	-	0.05
FeO	3.48	76.25	2.60	5.58	7.26	83.70	-	0.02	3.36	-	2.37	86.21
MnO	0.19	0.28	0.08	0.08	0.07	0.13	-	-	-	-	-	0.15
MgO	32.25	0.93	22.48	33.91	26.64	4.04	23.83	1.54	21.37	12.94	38.09	0.63
CaO	-	-	13.00	0.14	-	0.31	30.47	32.66	12.73	37.74	-	-
NiO	0.48	0.21	0.05	0.10	0.08	-	-	-	-	-	0.28	-
Na <sub>2</sub> O	-	0.04	0.09	-	-	-	-	0.09	0.55	0.06	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	76.8	92.7	95.6	83.4	82.7	88.4	54.4	34.4	97.1	50.8	83.1	95.0
Mg#	0.94	-	-	0.92	0.87	-	-	-	-	-	0.97	-

Т.н.	MP13-08				MP13-10				MP13-15			
№ пробы	MP13-08/5-1				MP13-10/5		MP13-10/9		MP13-15			
Порода	Web				Hz		Opxt		Web			
Минерал	Tr	Ctl	Ol2	Mag	Tr	Ctl	Tr	Ctl	Tr	Act	Ctl	Ol2
№ п.п.	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO <sub>2</sub>	57.28	40.46	39.47	-	54.85	42.98	56.90	39.15	58.32	57.17	42.79	40.52
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.22	0.43	-	-	1.90	2.84	1.84	0.11	0.63	0.54	0.97	0.09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.49	-	-	0.05	0.33	0.30	0.50	0.05	0.13	0.23	0.43	0.07
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	2.93	12.55	20.42	84.88	2.13	5.93	1.80	7.28	2.65	5.99	11.46	14.97
MnO	0.07	0.22	0.49	0.06	-	0.18	-	0.07	-	-	0.16	0.16
MgO	22.61	24.40	39.79	3.33	22.62	33.41	22.77	36.71	22.94	20.46	24.96	45.12
CaO	13.06	0.46	0.34	1.40	11.66	0.23	12.63	0.06	12.93	13.04	0.49	0.20
NiO	0.06	0.23	0.18	0.12	0.10	0.06	0.09	0.29	0.06	-	0.09	0.14
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0.21	-	0.21	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	96.8	78.8	100.7	89.9	93.9	86.0	96.9	83.7	97.8	97.6	81.5	101.3
Mg#	-	0.78	0.78	-	-	0.91	-	0.90	-	-	0.80	0.84

Таблица 5.5-1. Продолжение.

Т.н.	MP13-15									MP13-16		
№ пробы	MP13-15/1			MP13-15/2		MP13-15/4				MP13-16/1		
Порода	Web			Hz		Hz				Opxt		
Минерал	Tr	Ctl	Chl	Ctl	Cal	Tr	Ctl	Tlc	Ol2	Tr	Act	Ol2
№ п.п.	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47
SiO <sub>2</sub>	55.94	41.07	31.44	39.76	-	57.24	39.04	60.94	41.01	56.43	57.02	40.66
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	0.06	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.16	0.90	17.11	-	0.04	0.86	-	0.40	-	1.07	0.08	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.30	0.50	0.85	0.05	0.58	0.49	0.13	0.71	0.10	0.36	0.05	-
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	4.43	13.01	8.12	5.80	0.35	2.34	5.66	2.09	10.55	2.31	6.52	9.17
MnO	0.11	0.18	-	0.07	0.42	-	-	-	0.17	-	0.21	0.11
MgO	21.16	24.42	30.89	37.67	0.25	22.40	38.04	30.44	48.61	22.60	20.29	50.51
CaO	12.35	0.57	0.43	-	58.68	13.26	-	0.10	-	13.20	12.92	-
NiO	-	0.08	0.10	0.40	-	0.04	0.09	0.11	0.11	0.06	0.05	0.25
Na <sub>2</sub> O	0.16	-	-	-	-	-	-	-	-	0.16	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	95.8	80.8	89.1	83.8	60.4	96.8	83.0	94.8	100.7	96.3	97.2	100.7
Mg#	-	0.77	-	0.92	-	-	0.92	0.96	0.89	-	-	0.91

Т.н.	MP13-16		MP13-21					MP13-22				
№ пробы	MP13-16/2		MP13-21-1		MP13-21-2			MP13-22		MP13-22/1		
Порода	Hz		Hz		Opxt			Opxt		Hz		
Минерал	Ctl	Mag	Ctl		Tr	Ctl	Tlc	Tr	Ol2	Ctl	Chl	Mag
№ п.п.	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59
SiO <sub>2</sub>	40.89	-	46.58	37.32	57.51	39.98	59.78	57.78	40.37	41.02	33.76	-
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.59	-	0.50	-	0.46	0.46	-	-	13.89	0.09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.59	0.39	-	0.34	0.44	0.14	-	-	-	1.08	13.72
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.07	0.12
FeO	4.84	91.99	3.73	7.56	1.30	5.90	1.58	2.39	14.28	14.28	2.30	82.59
MnO	0.09	-	0.10	0.08	-	0.12	-	-	0.21	0.14	-	0.12
MgO	36.09	0.12	32.58	36.46	23.79	38.44	30.80	23.55	46.72	30.00	33.37	0.47
CaO	-	-	0.10	-	13.16	-	-	13.21	-	0.07	-	-
NiO	0.35	-	0.11	0.35	0.08	0.14	0.13	0.06	0.20	0.13	0.13	0.09
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0.07	-	0.11	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	82.4	92.8	84.2	81.9	96.8	85.1	93.1	97.6	101.8	85.7	84.6	97.3
Mg#	0.93	-	0.94	0.90	-	0.92	0.97	-	0.85	0.79	-	-

Таблица 5.5-1. Окончание.

Т.н.	MP13-23								MP13-25			
№ пробы	MP13-23						MP13-23/2		MP13-25/1			
Порода	Hz	Opxt					Web		Hz	Opxt		
Минерал	Ctl	Tr	Ctl	Tlc	Cal	Chl	Tr	Mg-Hbl	Ctl	Tr	Ol2	Tlc
№ п.п.	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71
SiO <sub>2</sub>	39.56	54.53	37.81	60.25	-	28.88	56.30	52.26	36.96	56.65	39.89	62.11
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	0.05	0.12	-	0.05	0.01	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	3.86	1.32	0.44	-	15.94	1.37	4.22	0.77	1.61	0.09	0.26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.25	0.14	-	-	1.78	0.31	0.67	0.43	0.26	0.05	0.13
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.08	0.05	-	-	0.08	0.06	0.11	0.01	0.05	-	-
FeO	5.45	2.78	8.54	1.68	0.12	3.81	3.65	4.15	6.93	2.29	13.91	1.75
MnO	0.05	0.06	0.30	-	0.12	-	0.08	0.08	0.18	0.06	0.22	-
MgO	37.42	21.43	29.96	30.50	0.02	27.91	21.79	20.26	37.06	22.64	46.09	30.63
CaO	-	12.37	0.09	-	54.73	0.13	12.78	12.56	-	13.26	-	-
NiO	0.29	0.12	0.09	0.12	0.02	0.18	0.06	0.10	0.09	0.08	0.11	0.08
Na <sub>2</sub> O	-	0.12	-	0.05	-	-	0.18	0.49	-	0.30	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	82.9	95.7	78.3	93.1	55.0	78.7	96.6	95.0	82.4	97.2	100.4	95.1
Mg#	0.92	-	0.86	0.97	-	-	-	0.90	0.91	-	0.86	0.97

Т.н.	MP13-29				Хромититы			
№ пробы	MP13-29				MX-12		MX-14-1	
Порода	Hz	Opxt			Chrt			
Минерал	Ctl	Ctl	Tr	Tlc	Ctl		Chl	
№ п.п.	72	73	74	75	76	77	78	79
SiO <sub>2</sub>	41.47	44.01	57.00	61.90	39.65	41.54	32.72	30.55
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.47	0.18	1.21	0.71	0.06	0.08	13.33	17.12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.29	-	0.54	0.44	0.20	0.22	3.25	0.64
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	7.17	7.78	1.78	1.74	2.96	2.78	1.33	1.10
MnO	0.12	0.19	0.05	-	-	-	-	-
MgO	35.22	27.04	22.75	29.35	37.45	37.86	32.56	32.39
CaO	-	0.31	12.22	0.00	-	-	-	-
NiO	-	0.07	0.10	0.09	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	-	-	0.15	0.09	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	0.06	-	-	-	-
Сумма	84.8	79.7	95.9	94.4	80.4	82.6	83.2	81.8
Mg#	0.90	0.86	-	0.97	0.96	0.96	-	-

По составу (см. табл. 5.5-1) амфиболы относятся к Са-группе минералов ( $^{[B]}Ca + ^{[B]}Na > 1.50$  и  $^{[B]}Na < 0.50$ ), согласно классификации [Leake et al., 1997] соответствует тремолиту, актинолиту и магнезиальной роговой обманке (Mg# 0.86-1.00,  $^{[T]}Si$  6.95-8.00) (рис. 5.5-1 А). В обновленной классификации кальциевых амфиболов по [Hawthorne et al., 2012] точки составов минералов также попадают в поля тремолита и магнезиальной роговой обманки (рис. 5.5-1 Б). Наблюдаемые особенности составов амфиболов в породах Эггингола характерны для метаморфических разновидностей минерала.

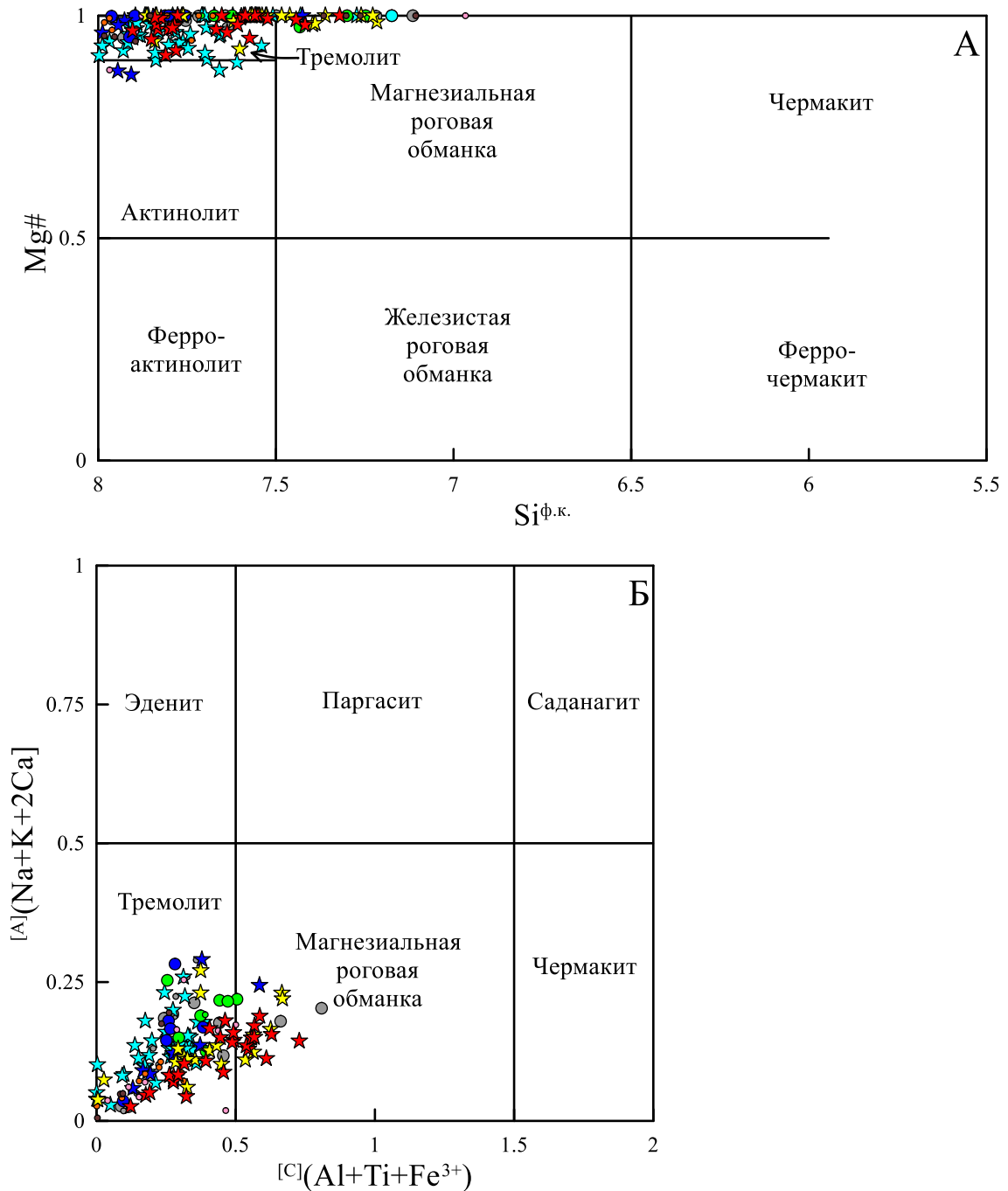


Рис. 5.5-1. Состав амфиболов из перидотитов и пироксенитов Эггингольского массива

А – классификационная диаграмма  $Si^{ph.k.}$ -Mg# [Leake et al., 1997]. Б – обновленная классификационная диаграмма  $[A](Na+K+2Ca)$ - $[C](Al+Ti+Fe^{3+})$  [Hawthorne et al., 2012]. Условные знаки те же что на рис. 5.1-2.

Образование метаморфических минералов в перидотитах и связанных с ними породах может происходить как при нарастании температуры и давления (прогрессивный характер метаморфизма) и связанной с этим сменой низкотемпературных парагенезисов метаморфических минералов на более высокотемпературные, так и при уменьшении этих параметров (Р и Т) – регрессивный характер метаморфизма, когда наоборот происходит смена более высокотемпературных минеральных парагенезисов низкотемпературными.

Прогрессивный тип метаморфизма обычно протекает при изначальной серпентинизации мантийных пород и дальнейшем нарастании температуры, и давлении в следствие чего происходит образование более высокотемпературных метаморфических парагенезисов. Такой процесс может протекать при миграции водного флюида (морская вода) из субдуцирующего слэба в перидотиты мантийного клина, что и приводит к их быстрой серпентинизации, а дальнейшая миграция мантийного вещества внутри мантийного клина приводит их к более высоким Р и Т, например как это было показано в работе [Debret et al., 2019]. Для такого типа метаморфизма характерны отсутствие реликтов первичных минералов и общая равновесность определенным Р-Т параметрам всей системы.

Регрессивный тип метаморфизма, также как и прогрессивный, проходит в присутствии водного флюида, однако здесь происходит постепенная смена первичных минералов на метаморфические (вначале высоко- затем низкотемпературные парагенезисы). Такой тип метаморфизма характеризуется незавершенностью метаморфических преобразований, что выражается наличием в породах реликтов первичных минералов, различных генераций метаморфических минералов. Степень незавершенности, при этом, увеличивается с уменьшением температуры метаморфизма [Базылев, 2003].

Как было показано выше, перидотиты и пироксениты Эггингольского массива содержат реликты первичных минералов (оливин, ортопироксен, хромшпинель), а также многочисленные метаморфические минералы (хризотил, тремолит, актинолит, магнезиальная роговая обманка, хлорит, магнетит и вторичный оливин), которые могли быть сформированы на разных стадиях метаморфических преобразований (рис. 5.5-2), что указывает на регрессивный характер метаморфических преобразований. Исходя из предположения, что метаморфизм это изохимический процесс, по крайней мере для главных элементов, то протолитом серпентинизированных перидотитов можно считать гарцбургит (см. рис. 4-1). Первым ( $T \sim 800$  °С) происходило образование хлорита (рис. 5.5-2, реакция 11) при одновременном добавлении воды и выносе алюминия из хромшпинели. Далее, при понижении температуры до (740-770 °С) одновременно образуются тремолит и вторичный оливин (рис. 5.5-2, реакция 10). Затем при  $T \sim 670-550$  °С образуется тальк за счет взаимодействия ортопироксена и флюида (рис. 5.5-2, реакция

9). На завершающем этапе, который соответствует уже коровым условиям ( $T < 250\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P < 0.5\text{ GPa}$ ) образуются хризотил (рис. 5.5-2, реакция 2) и магнетит.

Появление магнетита по краю хромшпинели, а также наличие хризотила (установлен по данным рентгеноструктурного анализа) и хлорита во всех типах хромитовых руд, также являются признаками сначала высоко-, а затем и низкотемпературных метаморфических преобразований. Наличие сульфидов и сульфоарсенидов в хромититах (см. глава 4.3 «Хромитовое оруденение») свидетельствуют о вторичном преобразовании МПГ во флюидонасыщенной обстановке с увеличением фугитивности серы при понижении температуры. Все это является признаком единых условий метаморфизма и истории образования изучаемых пород.

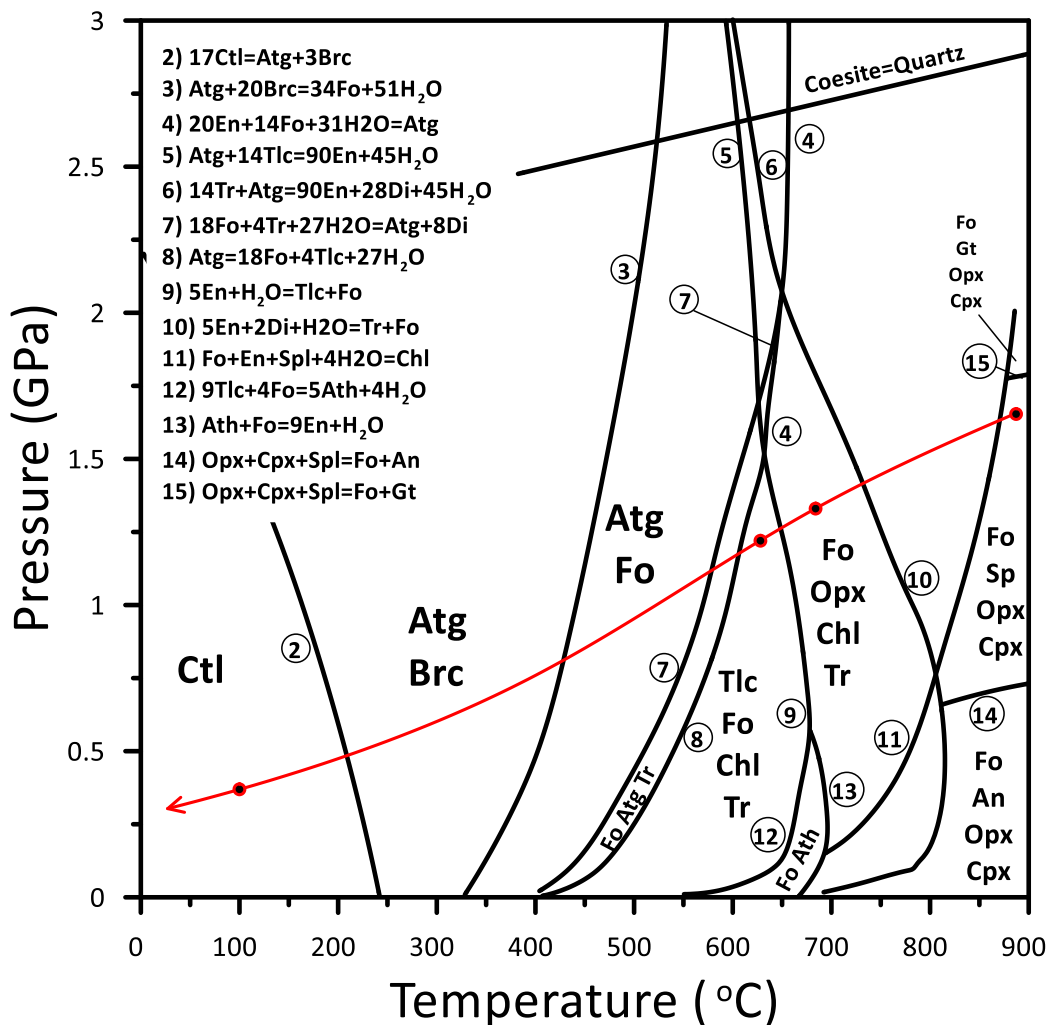


Рис. 5.5-2. P-T условия формирования метаморфических минералов породах Эгийнгольского массива.

Реакции фазовых превращений в системе  $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (CMASH) для мантийных пород и области стабильности минералов взяты из компиляции [Khedr, Arai, 2010]. Красной линией показана вероятная траектория фазовых превращений в породах Эгийнгола, черными точками на линии обозначены области ассоциаций метаморфических минералов, которые фиксируются в исследуемых породах. Сокращения минералов: Fo – форстерит (оливин), Gt – гранат, Opx – ортопироксен, Cpx – клинопироксен, Sp – хромшпинель, An – анортит (плагноклаз), Chl – хлорит, Tr – тремолит (амфибол), Ath – антофиллит, Tlc – тальк, Atg – антигорит (серпентин), Brc – брусит, Ctl – хризотил (серпентин).

Согласно вышеприведенной диаграмме фазовых превращений (см. рис. 5.5-2) можно приблизительно ограничить P-T параметры метаморфических событий, которые претерпели породы Эгийнгольского массива. Верхней границей по давлению для протолита будет служить реакция гранат-шпинелевого перехода (см. рис. 5.5-2, реакция 15), которая соответствует 1.7 GPa. Нижняя граница также отбивается плагиоклаз-шпинелевым переходом (см. рис. 5.5-2, реакция 14), и соответствует ~ 0.6 GPa. Метаморфизм протекал также при ограниченном интервале давлений, верхний предел по давлению ограничивается отсутствием в породах антигорита, который должен был появляться при реакциях 4 и 7 (см. рис. 5.5-2) и развиваться по ортопироксену, давление в данном случае составляет ~ 1.5 GPa. Нижняя граница соответствует реакции 13 (см. рис. 5.5-2) при которой образуется антофиллит (~ 0.6 GPa), чего в породах также не наблюдается. Таким образом, выявленная в породах массива минеральная ассоциация энстатит – тальк – вторичный оливин отвечает температурам ~ 670-550 °C и давлениям 0.6-1.5 GPa, что является нижней границей преобразования пород в условиях мантии. Хлорит и тремолит образуются при более высоких температурах и еще стабильны в момент появления талька [Khedr, Arai, 2010].

На основании петрографических наблюдений и исследования составов вторичных минералов можно установить следующие этапы метаморфических преобразований пород Эгийнгольского массива:

1. Этап 1. Образование минеральной ассоциации тремолит + вторичный оливин (O12).  
Образование данной ассоциации происходило по реакции № 10 (см. рис. 5.5-2)  
 $5En+2Di+H_2O=Tr+Fo$ . T ~ 650-800 °C, P ~ 0.5-2.0 GPa.
2. Этап 2. Образование минеральной ассоциации тальк + вторичный оливин (O12).  
Образование данной ассоциации происходило по реакции № 9 (см. рис. 5.5-2)  
 $5En+H_2O=Tlc+Fo$ . T ~ 550-650°C. P ~ 0.5-1.5 GPa.
3. Этап 3. Образование хризотила происходило по реакции № 2 (см. рис. 5.5-2)  
 $Atg+3Vrc=17Ctl$ . T ~ <250 °C, P ~ <1.5 GPa. Заключительный этап происходил, по-видимому, в коровых условиях, на что указывают достаточно низкие температуры и значения давления.



## Глава 6. Геохимия пород и минералов

Представительные составы пород и минералов по главным и редким компонентам, а также элементам платиновой группы приведены в таблицах 6.1-1, 6.2-1, 6.3-1, 6.4-1 и 6.4-2 соответственно. Составы пород сгруппированы в «точки наблюдения» (Т.н.) в соответствии с их месторасположением как в главе 5.

### 6.1. Главные элементы

Представительные составы серпентинизированных гарцбургитов и пироксенитовых жил Эгийнгольского массива приведены в табл. 6.1-1.

**Таблица 6.1-1.** Представительные составы пироксенитовых жил и вмещающих серпентинизированных гарцбургитов Эгийнгольского массива.

Т.н.	MP13-01			MP13-08		
	MP13-01/4	MP13-01/5	MP13-01/6-7	MP13-08	MP13-08/1	MP13-08/3
№ пробы	MP13-01/4	MP13-01/5	MP13-01/6-7	MP13-08	MP13-08/1	MP13-08/3
Порода	Hz	Hz	Opxt	Hz	Web	Web
№ п.п.	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	45.04	45.54	56.46	44.41	51.59	53.44
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.07	0.03	0.01	0.04	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.48	1.58	0.77	0.46	1.37	1.56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.32	0.45	0.43	0.23	0.31	0.30
FeO <sub>(общ)</sub>	8.59	8.45	7.88	8.77	7.19	5.33
MnO	0.12	0.12	0.17	0.09	0.16	0.12
MgO	45.57	42.94	33.08	43.46	26.86	22.46
CaO	0.19	0.67	1.60	2.69	12.47	16.64
Na <sub>2</sub> O	н.п.о.	0.50	н.п.о.	н.п.о.	0.25	0.30
K <sub>2</sub> O	н.п.о.	0.10	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	н.п.о.	0.02	0.01	0.09	0.08	0.09
ППП	15.59	13.60	1.26	15.12	8.48	3.82

Примечание: Составы пород пересчитаны на безводный остаток и приведены к 100 %, дополнительно приведены значения потерь при прокаливании (ППП) – не входят в сумму 100 %, содержания оксидов даны в мас. %, ППП – потери при прокаливании, н.п.о. – ниже предела обнаружения.

Таблица 6.1-1. Продолжение.

Т.н.	MP13-08			MP13-10		
№ пробы	MP13-08/4	MP13-08/5-1	MP13-08/5-2	MP13-10	MP13-10/1	MP13-10/4
Порода	Hz	Web	Web	Hz	Opxt	Opxt
№ п.п.	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	46.49	55.11	55.12	48.46	56.14	55.88
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.82	0.96	0.98	1.69	2.71	2.89
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.30	0.29	0.29	0.82	1.20	1.20
FeO <sub>(общ)</sub>	9.05	5.63	8.14	7.53	5.91	5.95
MnO	0.14	0.14	0.19	0.12	0.12	0.11
MgO	42.13	23.06	28.66	41.25	33.59	33.59
CaO	1.30	14.66	6.57	0.46	1.41	1.50
Na <sub>2</sub> O	н.п.о.	0.36	0.24	0.40	н.п.о.	н.п.о.
K <sub>2</sub> O	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.06	н.п.о.	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.06	0.07	н.п.о.	0.10	0.05
ППП	14.23	1.83	1.92	12.21	1.52	3.86

Т.н.	MP13-10	MP13-15				MP13-16
№ пробы	MP13-10/5	MP13-15	MP13-15/1	MP13-15/2	MP13-15/4	MP13-16
Порода	Hz	Web	Web	Hz	Opxt	Opxt
№ п.п.	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	47.83	54.91	54.20	45.34	57.19	56.72
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.04	0.05	0.01	0.02	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.54	1.03	1.12	0.35	1.04	0.78
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.29	0.28	0.28	0.68	0.43
FeO <sub>(общ)</sub>	7.86	6.22	5.28	8.63	6.05	6.96
MnO	0.11	0.13	0.13	0.09	0.09	0.15
MgO	42.09	21.96	19.58	45.04	34.13	33.92
CaO	0.50	15.70	19.64	0.52	1.48	1.43
Na <sub>2</sub> O	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
K <sub>2</sub> O	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	н.п.о.	0.01	н.п.о.	0.01
ППП	13.76	2.37	1.12	14.94	8.17	3.81

Таблица 6.1-1. Окончание.

Т.н.	MP13-16		MP13-21		MP13-22	
	MP13-16/1	MP13-16/2	MP13-21	MP13-21/1	MP13-22	MP13-22/1
№ пробы	MP13-16/1	MP13-16/2	MP13-21	MP13-21/1	MP13-22	MP13-22/1
Порода	Web	Hz	Hz	Opxt	Web	Hz
№ п.п.	19	20	21	22	23	24
SiO <sub>2</sub>	56.37	45.21	43.91	56.21	55.63	45.44
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.05	0.56	0.30	0.74	0.92	0.65
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.39	0.40	0.26	0.36	0.32	2.52
FeO <sub>(общ)</sub>	6.22	9.20	9.77	8.28	7.80	8.68
MnO	0.14	0.12	0.13	0.18	0.16	0.12
MgO	29.18	44.33	45.57	33.07	31.10	44.92
CaO	6.72	0.56	0.26	1.50	4.32	0.16
Na <sub>2</sub> O	0.30	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
K <sub>2</sub> O	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	н.п.о.	н.п.о.	0.04	н.п.о.	0.04	н.п.о.
ППП	2.32	15.17	13.82	1.24	1.88	13.98

Т.н.	MP13-23		MP13-25		MP13-29		
	MP13-23		MP13-25/1		MP13-29А		MP13-29/1
Порода	Hz	Web	Hz	Opxt	Hz	Opxt	Hz
№ п.п.	25	26	27	28	29	30	31
SiO <sub>2</sub>	45.40	55.06	44.48	56.43	45.04	53.20	45.39
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.54	0.97	0.53	0.69	0.60	0.72	0.35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.34	0.26	0.34	0.37	0.45	0.41	0.30
FeO <sub>(общ)</sub>	9.08	8.65	9.16	8.19	9.12	7.76	9.09
MnO	0.12	0.18	0.12	0.17	0.12	0.14	0.13
MgO	44.44	27.17	44.98	32.91	44.13	36.80	44.33
CaO	0.35	7.87	0.19	1.50	0.42	0.97	0.26
Na <sub>2</sub> O	н.п.о.	н.п.о.	0.47	н.п.о.	0.46	0.23	0.29
K <sub>2</sub> O	н.п.о.	н.п.о.	0.06	н.п.о.	0.07	н.п.о.	н.п.о.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.08	н.п.о.	0.09	0.01	0.15	0.16
ППП	15.02	0.14	14.58	1.14	13.16	6.26	13.44

Как уже говорилось в предыдущих главах, породы Эгийнгольского массива значительно метаморфизованы. Это в основном выражается в обширной серпентинизации перидотитов, и в меньшей степени – амфиболизации пироксенитовых жил Эгийнгола. Для того чтобы определить возможные P-T параметры метаморфических превращений необходимо использовать рассчитанные количественные фазовые диаграммы в координатах температуры и давления где реакции фазовых переходов достаточно точно привязаны к определённым P-T параметрам. Предполагается, что метаморфические превращения проходят без значительного привноса или выноса химических элементов, потому как образование новых метаморфических минералов происходит в рамках одной системы элементов CMASH ( $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ ) – см. рис. 5.5-2, где реакции превращения одних минералов в другие уравновешены с обеих сторон. Данная система элементов наиболее удачно подходит для перидотитов и пироксенитов т.к. в рамках этой системы наблюдаются фазовые превращения всех наблюдаемых минеральных ассоциаций, такой же подход был использован для пироксенитов и перидотитов хребта Шеклтон (Антарктида) [Schmädicke, 2000].

Серпентинизированные гарцбургиты Эгийнгольского массива характеризуются довольно широкими вариациями главных элементов: MgO (42-47 мас. %), SiO<sub>2</sub> (40-48 мас. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> не превышает 1.7 мас. % (рис. 6.1-1), FeO (8-10 мас. %), MnO (0.1-0.15 мас. %), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.3-2.5 мас. %) (см. табл. 6.1-1), CaO до 0,8 мас. %, два образца (MP13-08, MP13-08/4) гарцбургита, при этом, имеют более высокое содержание CaO – 2.7 и 1.3 мас. % соответственно (см. табл. 6.1-1). Перидотиты данного обнажения были подвержены интенсивной карбонатизации и на диаграммах они не присутствуют.

Ранее Горновой с соавт. [2010] для перидотитов Западного блока Эгийнгольского массива были установлены степени частичного плавления, соответствующие ~20%. Серпентинизированные гарцбургиты Восточного блока, находящиеся на удалении от развития пироксенитовых жил, показывают приблизительно такие же составы (рис. 6.1-1 А, Б, Г, черные кружки) и образуют весьма компактные группы фигуративных точек по содержанию Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.2-0.7 мас. %), CaO (0.1-0.5 мас. %), SiO<sub>2</sub> (44-45.5 мас. %). Количество общего железа (рис. 6.1-1 В) при этом незначительно возрастает (FeO 8.1-9.0 мас. %) относительно такового в перидотитах Западного блока Эгийнгола (FeO 7.8-8.4 мас. %). Однако, гарцбургиты, находящиеся вблизи или на контакте с пироксенитовыми жилами, имеют отличающиеся составы: в них наблюдается рост содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 1.7 мас. %), CaO (до 1.2 мас. %) и SiO<sub>2</sub> (до 48.5 мас. %) (рис. 6.1-1А, Б, Г, белые кружки), при падении – MgO, содержание FeO имеет как более высокие, так и более низкие значения (7.2-9.85 мас. %, рис. 6.1-1В) в сравнении с гарцбургитами на удалении от пироксенитов. Относительно высокое содержание CaO может быть объяснено привносом при метаморфическом преобразовании пород, однако при минералогических исследованиях только

два образца содержали заметные количества карбонатного материала и на графиках они не показаны.

Такое изменение (более высокие содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$ ) состава перидотитов соответствуют более низким степеням плавления, но высокая хромистость шпинели (см. рис. 5.1-2) противоречит этому.

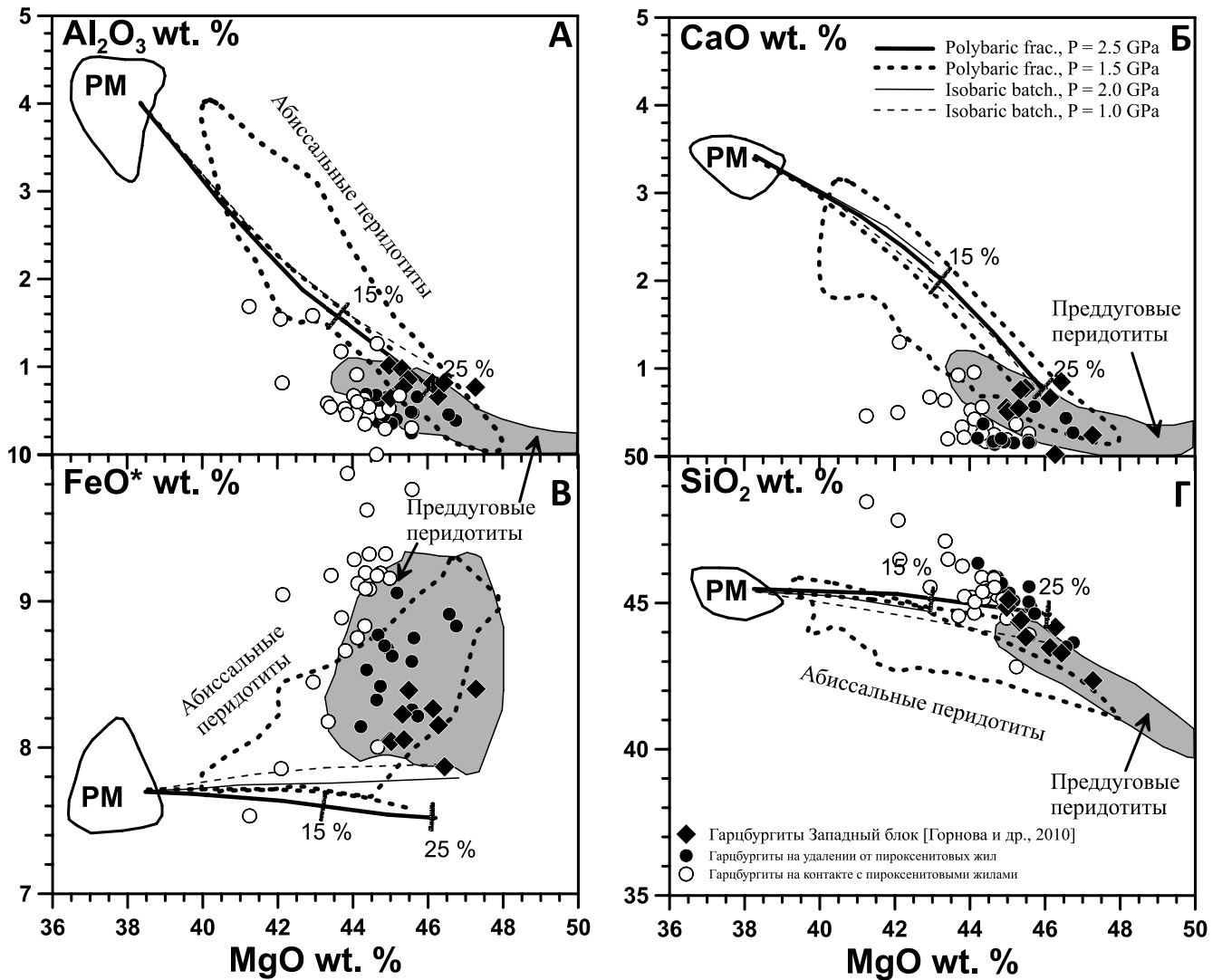


Рис. 6.1-1. Вариационные диаграммы  $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{SiO}_2$  мас. % для серпентинизированных гарцбургитов, расположенных вблизи пироксенитовых жил и на удалении от них (Эгийгольский массив).

Поля преддуговых перидотитов по [Ishii et al., 1992; Parkinson, Pearce, 1998], абиссальных перидотитов по [Dick, Bullen, 1984], состав примитивной мантии по [McDonough, Sun, 1995], гарцбургиты Западного блока Эгийгольского массива взяты из [Горнова и др., 2010]. Тренды частичного плавления по [Niu, 1997] – полибарическое фракционное ( $P = 1.5$  и  $2.5$  GPa), изобарическое порционное ( $P = 1.0$ - $2.0$  GPa).

Степень частичного плавления перидотитов можно оценить несколькими способами. Состав хромшпинелида чувствителен к изменению степени плавления и находится в прямой зависимости от нее. Hellebrand с соавт. [2001] вывели эмпирическую формулу, где степень плавления представляется как функция от хромистости хромшпинели:

$$F = 10 * \ln(Cr\#Spl) + 24$$

Где: F – степень плавления, Cr#Spl – хромистость хромшпинели.

При увеличении степени плавления происходит рост хромистости с одновременным падением магнезиальности и содержания  $TiO_2$  в хромшпинели (см. рис. 5.1-3 А, см. тренд плавления).

Также, степень плавления можно оценить исходя из состава самого рестита, зная предполагаемый состав источника, из которого образовался тугоплавкий остаток, модальный состав и коэффициенты распределения (Kd) минерал / расплав для искомого элемента. Niu с соавт. [1997] и [Niu, Batiza, 1991] показали как ведут себя главные элементы во время плавления перидотитового субстрата (см. рис. 6.1-1, тренды полибарического фракционного и изобарического порционного плавления). С ростом степени плавления происходит уменьшение содержания  $Al_2O_3$ , CaO,  $SiO_2$  и увеличивается содержание MgO в рестите. Если породы испытали только процесс частичного плавления и метасоматических преобразований не было, то в случае рассчитанная степень частичного плавления определенная по составу хромшпинели и самой породы будут одинаковыми. И наоборот, в случае если такого согласования нет, то это явно указывает на наличие этапа рефертилизации в истории формирования данных пород.

Кроме того, на вариационных диаграммах (рис. 6.1-2) видно, что часть составов серпентинизированных гарцбургитов отклоняются от тренда частичного плавления (тренд плавления показан черной пунктирной линии между составами примитивной и деплетированной мантии и «условными» дунитами – составом оливина) в сторону составов орто- и клинопироксена. Следует отметить, что точки составов гарцбургитов на графике (рис. 6.1-2А) отклоняются в сторону состава ортопироксена (красный ромб), а не клинопироксена (зеленый ромб).

Пироксенитовые жилы, напротив, имеют варьирующий состав: MgO (33-38 мас. % в ортопироксенитах, 20-31 мас. % в вебстеритах),  $SiO_2$  (53-57 мас. % в ортопироксенитах, 48-56 в вебстеритах), CaO (0.5-2.5 мас. % в ортопироксенитах, 4.3-20 мас. % в вебстеритах), содержания  $Al_2O_3$  для большинства пироксенитовых жил находятся в пределах 0.7-1.6 мас. %, но в разрезе МР13-10 в ортопироксенитовых жилах увеличивается до 2.7-3.2 мас. % (рис. 6.1-2 Г). Содержания  $Na_2O$  и  $P_2O_5$  не превышают 0.3 и 0.15 мас. % соответственно, в большинстве образцов содержания этих элементов ниже предела обнаружения (см. табл. 6.1-1).

Фигуративные точки составов пироксенитов находятся в стороне от тренда частичного плавления перидотитов (рис. 6.1-2), кроме того, с падением содержания магния в породе наблюдается обратная корреляция только с содержанием кальция (рис. 6.1-2 Б), для других компонентов ( $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  рис. 6.1-2 В, Г), чувствительных при фракционировании в магматическом процессе, таких корреляционных взаимоотношений нет. При этом, для вебстеритовых даек Баянгольской аккреционной призмы наблюдается увеличение содержания

TiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> вместе с падением MgO, что, по-видимому, указывает на их кумулятивную природу (рис. 6.1-2 В, Г). Подобные пироксенитовые дайки также наблюдаются среди бонинитов офиолита Троодос [Chum, 2014], они интерпретируются исследователями как подводные каналы для вулканических построек. Зависимое увеличение содержания CaO с уменьшением MgO в пироксенитовых жилах объясняется обратными величинами содержания этих компонентов в орто- и клинопироксене – в ортопироксене много MgO и мало CaO, в клинопироксене – наоборот.

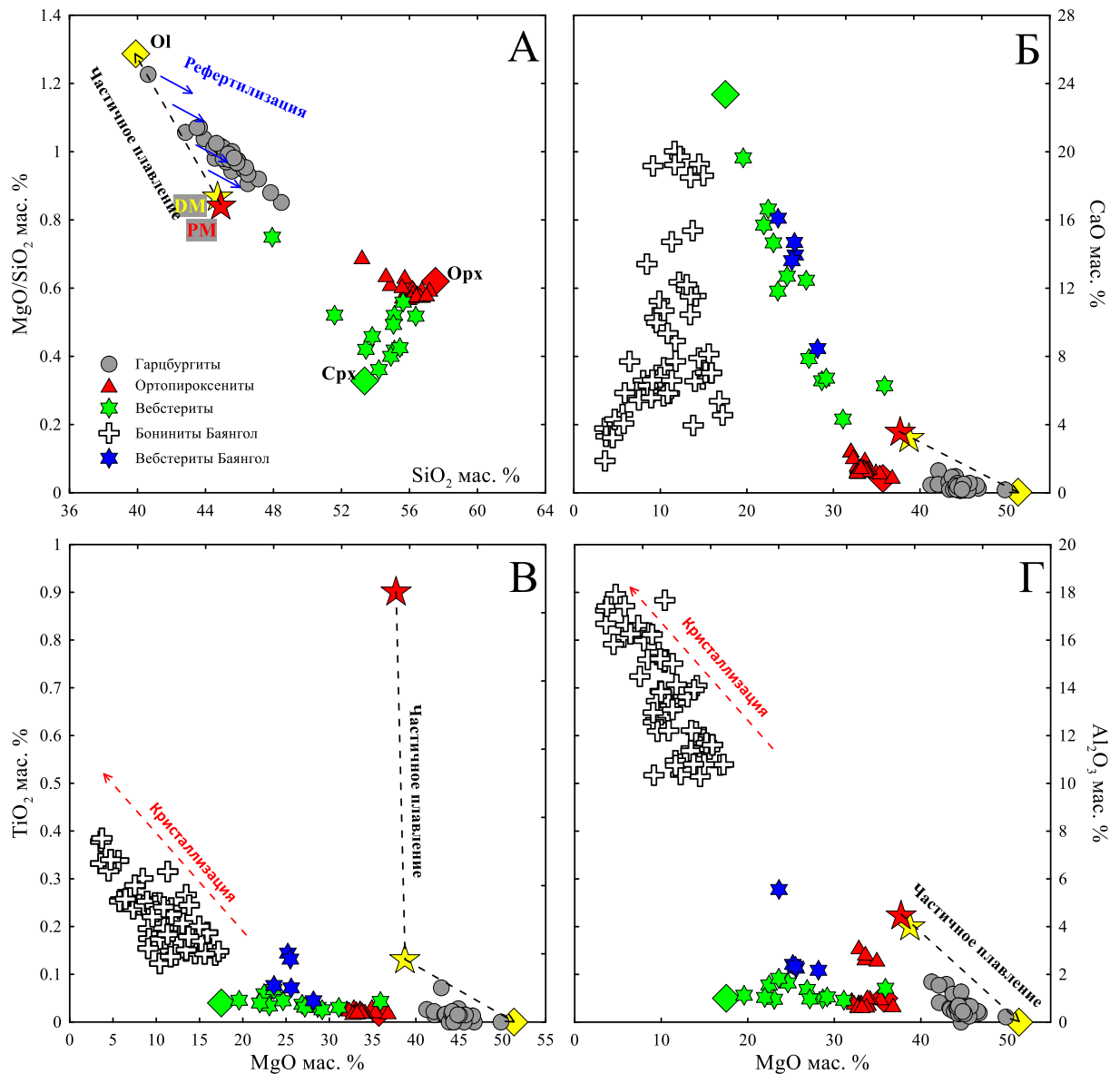


Рис. 6.1-2. Отношение MgO/SiO<sub>2</sub> к SiO<sub>2</sub> (а) и вариационные диаграммы(б, в, г) содержаний главных элементов в перидотитах и пироксенитовых жилах Эгийгольского массива.

Составы примитивной и деплетированной мантии по [McDonough, Sun, 1995; Workman, Hart, 2005] соответственно. Составы оливина (Fo ~ 0.90), ортопироксена (энстатит) и клинопироксена (диопсид) – усредненные значения для пород Эгийгольского массива. Составы бонинитов и вебстеритов Баянгола приведены для сопоставления и визуализации изменения состава породы при фракционной кристаллизации.

Такие наблюдения – несогласованность поведения главных элементов, в пироксенитовых жилах и контактирующих с ними гарцбургитах, с процессами частичного плавления и прямой фракционной кристаллизации говорит о, вероятно, третьем механизме образования изучаемых пород – рефertilизации надсубдукционных перидотитов просачивающимися расплавами ( $\pm$  флюидами), т.е. состав пород подтверждает наблюдения зафиксированные в главе 5.

## 6.2. Редкие элементы

Представительные составы серпентинизированных гарцбургитов и пироксенитовых жил Эгийнгольского массива приведены в табл. 6.2-1.

Изучаемые серпентинизированные гарцбургиты характеризуются различным уровнем и характером содержания несовместимых элементов (рис. 6.2-1). Гарцбургиты находящиеся на удалении от развития пироксенитовых жил (P13-04/7, MP13-23/1), а также образцы из Западного блока Эгийнгольского массива (eg01-3/7, eg01-5/13, eg01-5/15) из работы Горновой с соавт. [2010] имеют U-образную форму распределения несовместимых элементов (см. рис. 6.2-1А), нормированные содержания элементов уменьшаются от Lu до Gd-Tb с дальнейшим плавным нарастанием к La-Ce и более высоким значениям для флюидо-мобильных элементов (FME) Cs, Rb, Ba, Th, U с отдельными максимумами по Pb, Sr и Ti. Сколь-либо заметного обогащения Zr и Hf относительно соседних редкоземельных элементов (REE) не наблюдается. В целом, гарцбургиты находящиеся на удалении от пироксенитовых жил имеют очень низкие содержания несовместимых элементов и похожи по форме и уровню распределения на преддуговые перидотиты подводных хребтов Torishima и Conical [Parkinson, Pearce, 1998], которые были сформированы при высоких степенях плавления ~ 20-25%.



**Таблица 6.2-1.** Представительные составы пироксенитовых жил и вмещающих серпентинизированных гарцбургитов Эгийнгольского массива.

Т.н.	MP13-01							MP13-08	
№ пробы	M11-76	M11-78	M11-79	MP13-01/5	M11-76/1	M11-76/2	MP13-01/7	MP13-08	MP13-08/3
Порода	Hz	Hz	Hz	Hz	Opxt	Opxt	Opxt	Hz	Web
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cs	-	-	-	0.06132	-	-	0.11271	0.01709	0.14253
Rb	0.275	0.113	1.943	0.392	0.492	0.442	0.354	0.097	0.243
Ba	0.514	1.200	-	3.721	2.606	1.960	5.327	25.484	30.825
Th	0.0138	0.0322	0.0169	0.0288	0.0345	0.0249	0.0382	0.0175	0.0190
U	0.0066	0.0058	0.0094	0.0043	0.0067	0.0029	0.0051	0.0318	0.0143
Nb	0.052	0.062	0.127	0.062	0.113	0.121	0.028	0.013	0.015
La	0.022	0.245	0.047	0.104	0.100	0.113	0.090	0.102	0.094
Ce	0.045	0.432	0.079	0.211	0.159	0.114	0.192	0.170	0.162
Pb	н.п.о.	н.п.о.	1.191	0.264	0.171	н.п.о.	0.901	0.613	0.603
Pr	0.0041	0.0393	0.0180	0.0220	0.0232	0.0237	0.0213	0.0196	0.0198
Sr	0.87	0.25	11.81	3.80	0.56	0.63	1.44	108.21	22.25
Nd	0.014	0.112	0.072	0.089	0.094	0.095	0.093	0.066	0.095
Sm	0.0030	0.0148	0.0180	0.0194	0.0196	0.0262	0.0194	0.0114	0.0418
Zr	4.46	1.25	2.33	0.76	1.46	0.70	0.56	0.19	0.35
Hf	0.144	0.016	0.084	0.022	0.049	0.023	0.024	0.009	0.017
Eu	0.0010	0.0048	0.0100	0.0045	0.0041	0.0064	0.0034	0.0084	0.0241
Ti	25.0	23.3	26.9	47.0	98.4	90.4	92.0	16.4	307.0
Gd	0.005	0.014	0.014	0.019	0.028	0.032	0.027	0.011	0.153
Tb	-	-	-	0.0020	-	-	0.0039	0.0013	0.0384
Dy	0.0060	0.0071	0.0098	0.0158	0.0299	0.0332	0.0269	0.0113	0.3337
Y	0.040	0.034	0.075	0.082	0.204	0.233	0.170	0.077	2.153
Ho	0.0013	0.0016	0.0024	0.0034	0.0074	0.0089	0.0071	0.0030	0.0834
Er	0.0063	0.0066	0.0098	0.0121	0.0228	0.0306	-	0.0099	0.2714
Tm	0.0011	0.0010	0.0017	0.0024	0.0043	0.0060	0.0047	0.0018	0.0429
Yb	0.012	0.008	0.014	0.023	0.037	0.042	0.036	0.016	0.278
Lu	0.0027	0.0023	0.0029	0.0040	0.0060	0.0073	0.0066	0.0033	0.0482
Sc	4.32	5.92	4.72	7.38	10.88	12.22	13.12	4.98	45.55
Co	93.18	99.23	97.05	108.09	65.46	65.02	71.42	84.90	42.72
Cr	2344.5	2690.2	2122.8	3638.2	2633.2	3000.8	2462.3	1666.5	2623.9
Ni	1769.5	1753.9	1881.9	2262.4	491.5	496.3	573.0	1686.3	431.3

Примечание: Содержания элементов приведены в г/т. Н.п.о. – ниже предела обнаружения, «-» – содержание элемента не определено. Часть образцов с литерами M11 (отбиралась ранее) добавлены в соответствующие им точки наблюдения MP13.

Таблица 6.2-1. Продолжение.

Т.н.	MP13-08				MP13-10				
№ пробы	MP13-08/4	MP13-08/5-1	MP13-08/5-2	M11-159	M11-51/1	MP13-10	M11-51	MP13-10/1-1	MP13-10/2-3
Порода	Hz	Web	Web	Web	Hz	Hz	Opxt	Opxt	Opxt
№ п.п.	10	11	12	45	13	14	15	16	17
Cs	0.26313	0.19346	0.41828	-	-	0.56641	-	0.28116	0.43875
Rb	0.287	0.155	0.357	0.806	0.081	0.507	0.465	0.465	0.884
Ba	50.912	16.434	26.389	15.760	1.783	3.536	1.792	2.053	4.996
Th	0.0636	0.0422	0.0448	0.0920	0.0105	0.0199	0.0089	0.0089	0.0465
U	0.0059	0.0053	0.0062	0.0183	0.0008	0.0129	0.0044	0.0042	0.0104
Nb	0.023	0.030	0.039	0.363	0.057	0.069	0.079	0.016	0.018
La	0.141	0.104	0.196	0.646	0.046	0.061	0.052	0.039	0.271
Ce	0.227	0.176	0.299	1.240	0.095	0.115	0.086	0.074	0.342
Pb	1.149	0.472	0.248	0.904	0.209	0.670	н.п.о.	н.п.о.	0.375
Pr	0.0209	0.0193	0.0277	0.1381	0.0087	0.0134	0.0090	0.0082	0.0385
Sr	17.61	2.84	4.92	11.14	0.99	2.75	0.72	0.70	2.35
Nd	0.066	0.081	0.090	0.531	0.028	0.054	0.034	0.029	0.129
Sm	0.0110	0.0259	0.0179	0.0903	0.0050	0.0123	0.0068	0.0057	0.0160
Zr	0.21	0.33	0.27	2.05	0.32	2.08	2.36	0.36	0.25
Hf	0.011	0.015	0.013	0.067	0.026	0.053	0.057	0.009	0.014
Eu	0.0032	0.0065	0.0047	0.0293	0.0025	0.0037	0.0034	0.0020	0.0024
Ti	31.4	160.0	129.0	238.5	40.0	29.0	182.4	143.3	129.2
Gd	0.015	0.061	0.032	0.146	0.009	0.016	0.013	0.010	0.024
Tb	0.0017	0.0128	0.0061	-	-	0.0024	-	0.0021	0.0037
Dy	0.0115	0.1176	0.0529	0.1712	0.0090	0.0160	0.0258	0.0216	0.0279
Y	0.077	0.711	0.359	1.038	0.054	0.147	0.196	0.205	0.216
Ho	0.0030	0.0281	0.0148	0.0405	0.0014	0.0053	0.0074	0.0069	0.0077
Er	0.0081	0.0959	0.0496	0.1352	0.0071	0.0205	0.0322	0.0285	0.0309
Tm	0.0022	0.0161	0.0099	0.0218	0.0016	0.0036	0.0061	0.0056	0.0063
Yb	0.018	0.098	0.068	0.154	0.013	0.033	0.051	0.051	0.052
Lu	0.0034	0.0186	0.0127	0.0249	0.0021	0.0051	0.0096	0.0102	0.0106
Sc	8.28	35.82	24.85	27.84	5.24	7.67	11.99	14.30	15.61
Co	91.75	48.44	65.74	53.70	95.32	102.24	55.34	58.50	60.61
Cr	2032.4	2546.2	2018.2	2154.5	1887.1	6066.4	6349.3	6907.5	7948.3
Ni	1869.9	366.0	464.7	368.1	1726.7	1927.6	750.8	900.2	856.6

Примечание:

Таблица 6.2-1. Продолжение.

Т.н.	MP13-10	MP13-15				MP13-16			MP13-22
№ пробы	MP13-10/4	MP13-15	MP13-15/1	MP13-15/2	MP13-15/4	MP13-16	MP13-16/1	MP13-16/2	MP13-22
Порода	Opxt	Web	Web	Hz	Opxt	Opxt	Web	Hz	Web
№ п.п.	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Cs	0.4845 4	0.1224 9	0.1331 4	0.0135 3	0.0936 2	2.9038 8	3.0448 2	0.0471 6	0.1276 8
Rb	1.172	0.124	0.232	0.074	0.177	0.597	0.658	0.051	0.225
Ba	2.819	1.343	2.548	1.772	1.879	4.112	4.959	3.526	0.835
Th	0.0286	0.0162	0.0156	0.0101	0.0112	0.0166	0.0103	0.0132	0.0201
U	0.0069	0.0031	0.0043	0.0039	0.0057	0.0047	0.0039	0.0050	0.0024
Nb	0.043	0.029	0.009	0.016	0.011	0.043	0.027	0.020	0.078
La	0.236	0.044	0.074	0.049	0.053	0.080	0.040	0.019	0.058
Ce	0.369	0.088	0.152	0.109	0.099	0.121	0.064	0.023	0.144
Pb	0.527	0.233	0.129	0.092	0.094	0.922	1.151	5.145	0.181
Pr	0.0407	0.0133	0.0201	0.0147	0.0115	0.0118	0.0079	0.0025	0.0175
Sr	0.94	1.66	0.72	0.73	0.85	2.18	1.78	2.28	0.70
Nd	0.134	0.061	0.090	0.064	0.045	0.043	0.029	0.011	0.075
Sm	0.0200	0.0300	0.0419	0.0154	0.0122	0.0076	0.0102	0.0022	0.0228
Zr	0.25	0.81	0.31	0.35	0.25	0.40	0.21	0.41	0.62
Hf	0.010	0.042	0.014	0.011	0.006	0.009	0.006	0.010	0.023
Eu	0.0046	0.0151	0.0155	0.0045	0.0045	0.0031	0.0043	0.0041	0.0071
Ti	127.9	202.9	273.3	23.9	83.0	96.2	114.9	31.4	137.0
Gd	0.019	0.083	0.101	0.018	0.019	0.008	0.022	0.003	0.033
Tb	0.0028	0.0210	0.0238	0.0025	0.0042	0.0018	0.0066	0.0007	0.0083
Dy	0.0310	0.1657	0.1979	0.0187	0.0334	0.0209	0.0559	0.0046	0.0684
Y	0.213	0.986	1.221	0.091	0.227	0.136	0.377	0.065	0.390
Ho	0.0092	0.0413	0.0488	0.0040	0.0087	0.0053	0.0157	0.0019	0.0160
Er	0.0372	0.1456	0.1526	0.0104	0.0287	0.0238	0.0593	0.0079	0.0503
Tm	0.0078	0.0233	0.0231	0.0019	0.0048	0.0048	0.0099	0.0017	0.0101
Yb	0.067	0.162	0.152	0.015	0.036	0.031	0.087	0.019	0.067
Lu	0.0128	0.0255	0.0258	0.0028	0.0071	0.0069	0.0147	0.0039	0.0129
Sc	13.37	53.01	49.55	3.12	13.54	15.50	26.94	7.29	24.20
Co	58.17	54.01	42.53	105.30	59.84	69.11	57.35	112.01	68.27
Cr	5987.4	2949.7	2667.6	2413.4	4909.5	3262.1	3117.0	3015.2	2042.0
Ni	753.7	364.9	329.7	2109.8	758.9	584.8	557.6	2157.7	551.8

Примечание:

Таблица 6.2-1. Продолжение.

Т.н.	MP13-22	MP13-23			MP13-25		MP13-29		P13-04
№ пробы	MP13-22/1	MP13-23	MP13-23/1	MP13-23/2	MP13-25/1	MP13-25/1	MP13-29/1	MP13-29	P13-04/1
Порода	Hz	Hz	Hz	Web	Hz	Opxt	Hz	Opxt	Opxt
№ п.п.	27	28	29	30	31	32	33	34	35
Cs	0.09078	0.00694	0.01990	0.03346	0.04014	0.29816	0.11562	1.06153	0.35133
Rb	0.221	0.041	0.029	0.093	0.101	0.383	0.102	0.436	0.205
Ba	2.543	1.180	1.248	1.064	1.887	1.497	1.962	4.129	1.507
Th	0.0471	0.0257	0.0193	0.0312	0.0081	0.0144	0.0148	0.0116	0.0213
U	0.0067	0.0016	0.0029	0.0031	0.0046	0.0016	0.0043	0.0031	0.0046
Nb	0.184	0.054	0.020	0.044	0.023	0.022	0.012	0.017	0.024
La	0.152	0.035	0.023	0.099	0.029	0.020	0.025	0.033	0.039
Ce	0.338	0.065	0.035	0.203	0.049	0.037	0.037	0.055	0.086
Pb	0.941	0.841	0.952	0.161	1.666	0.119	0.917	0.390	н.п.о.
Pr	0.0425	0.0093	0.0051	0.0200	0.0063	0.0040	0.0049	0.0084	0.0105
Sr	2.28	0.66	0.88	0.61	1.50	0.79	1.38	2.28	0.86
Nd	0.170	0.035	0.020	0.076	0.029	0.016	0.018	0.029	0.043
Sm	0.0403	0.0091	0.0055	0.0211	0.0067	0.0036	0.0042	0.0069	0.0090
Zr	1.51	0.27	0.16	0.44	0.30	0.13	0.13	0.19	0.38
Hf	0.026	0.007	0.004	0.016	0.006	0.007	0.005	0.007	0.016
Eu	0.0101	0.0024	0.0017	0.0054	0.0016	0.0010	0.0005	0.0009	0.0018
Ti	93.4	21.1	14.6	136.2	21.0	78.6	18.3	54.3	82.3
Gd	0.036	0.012	0.004	0.043	0.008	0.007	0.007	0.009	0.013
Tb	0.0057	0.0016	0.0015	0.0098	0.0010	0.0019	0.0009	0.0016	0.0024
Dy	0.0351	0.0090	0.0132	0.0854	0.0046	0.0211	0.0064	0.0133	0.0228
Y	0.183	0.069	0.070	0.526	0.035	0.149	0.041	0.095	0.155
Ho	0.0073	0.0022	0.0029	0.0227	0.0010	0.0056	0.0016	0.0035	0.0060
Er	0.0205	0.0091	0.0094	0.0845	0.0055	0.0237	0.0050	0.0167	0.0227
Tm	0.0028	0.0018	0.0020	0.0135	0.0011	0.0048	0.0014	0.0028	0.0043
Yb	0.021	0.019	0.017	0.098	0.010	0.041	0.014	0.022	0.034
Lu	0.0037	0.0035	0.0032	0.0175	0.0018	0.0071	0.0026	0.0050	0.0072
Sc	4.00	6.90	5.00	36.08	6.60	16.10	5.62	11.08	15.60
Co	132.74	98.24	97.13	71.39	113.40	73.63	111.33	80.47	77.10
Cr	19629.6	2155.6	2205.9	1784.7	2758.3	2335.5	2431.1	2457.5	2231.6
Ni	2302.4	2032.0	2009.5	493.1	2352.6	594.5	2127.5	1258.5	539.8

Таблица 6.2-1. Окончание.

Т.н.	P13-04			M11-70		M11-71			ПО
№ пробы	P13-04/4	P13-04/5	P13-04/7	M11-70/1	M11-70/2	M11-71/3	M11-71/4	M11-71/5	
Порода	Hz	Opxt	Hz	Web	Web	Web	Web	Hz	
№ п.п.	36	37	38	42	43	39	40	41	46
Cs	0.03696	0.52493	0.00425	-	-	-	-	-	0.00061
Rb	0.044	0.265	0.018	0.301	0.339	0.540	0.459	0.060	0.021
Ba	1.023	1.663	0.433	9.280	13.320	6.274	5.978	1.760	0.163
Th	0.0153	0.0300	0.0125	0.0245	0.0209	0.0237	0.0085	0.0044	0.000977
U	0.0026	0.0017	0.0008	0.0206	0.0631	0.0159	0.0098	0.0126	0.000658
Nb	0.021	0.018	0.010	0.043	0.035	0.067	0.070	0.044	0.000076
La	0.036	0.027	0.006	0.091	0.073	0.062	0.037	0.057	0.00437
Ce	0.064	0.061	0.013	0.178	0.117	0.112	0.070	0.085	0.00728
Pb	0.542	0.092	0.388	0.245	0.086	0.091	0.237	0.301	0.0844
Pr	0.0084	0.0072	0.0014	0.0213	0.0173	0.0141	0.0084	0.0093	0.000882
Sr	1.55	1.01	0.41	3.22	3.45	2.76	2.39	1.17	0.0642
Nd	0.035	0.028	0.005	0.094	0.086	0.052	0.031	0.039	0.00320
Sm	0.0092	0.0084	0.0015	0.0291	0.0322	0.0137	0.0073	0.0058	0.000889
Zr	0.31	0.21	0.06	0.35	0.34	3.44	3.38	0.57	0.0401
Hf	0.017	0.010	0.015	0.015	0.014	0.102	0.084	0.014	0.00127
Eu	0.0026	0.0026	0.0006	0.0140	0.0146	0.0061	0.0038	0.0020	0.000366
Ti	28.9	103.1	9.1	282.2	261.5	148.4	104.0	12.0	0.249
Gd	0.012	0.019	0.003	0.103	0.119	0.034	0.010	0.008	0.000119
Tb	0.0020	0.0036	0.0004	-	-	-	-	-	0.000099
Dy	0.0139	0.0414	-	0.1809	0.2066	0.0571	0.0148	0.0062	0.000408
Y	0.087	0.248	0.027	1.110	1.250	0.366	0.127	0.039	0.00231
Ho	0.0033	0.0105	0.0009	0.0474	0.0544	0.0147	0.0051	0.0014	0.000072
Er	0.0110	-	-	0.1709	0.1811	0.0486	0.0210	0.0045	0.000301
Tm	0.0019	0.0067	0.0008	0.0256	0.0287	0.0088	0.0041	0.0007	0.000046
Yb	0.016	0.061	0.006	0.197	0.204	0.068	0.037	0.006	0.000399
Lu	0.0035	0.0113	0.0016	0.0330	0.0324	0.0112	0.0068	0.0010	0.000078
Sc	8.25	20.06	6.14	75.10	71.13	22.49	12.26	5.39	0.000899
Co	103.31	68.78	97.07	53.49	56.55	59.28	60.74	96.55	0.00712
Cr	2333.1	2141.6	2848.5	756.9	500.4	2236.6	2638.5	2062.6	0.35
Ni	2043.8	534.2	2014.5	390.5	424.2	501.4	580.2	1816.0	0.149

Примечание: ПО – предел обнаружения.

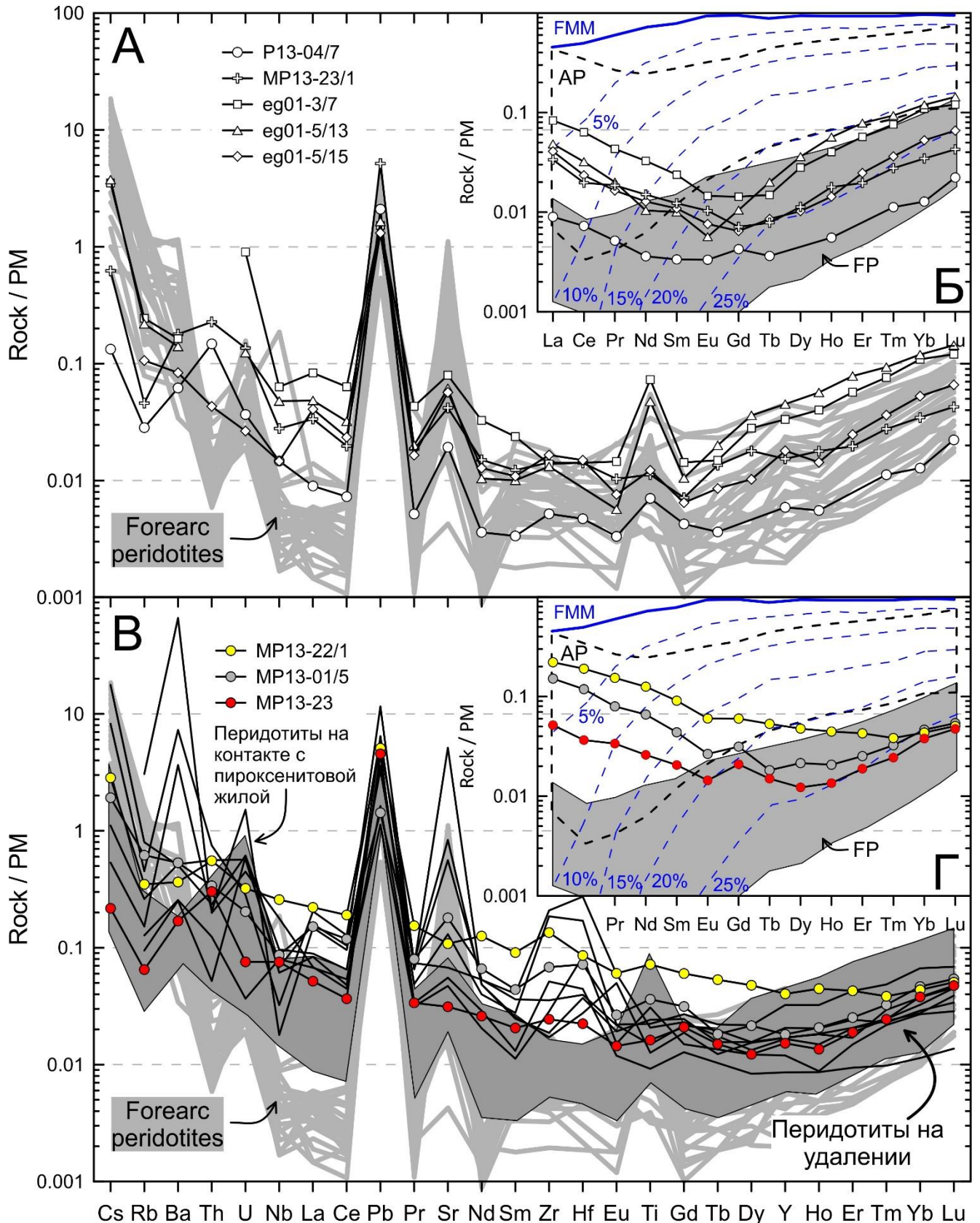


Рис. 6.2-1. Редкоэлементный (А, В) и редкоземельный (Б, Г) составы перидотитов на удалении и вблизи пироксенитовых жил.

А, Б – образцы перидотитов, удаленных от области развития пироксенитовых жил (P13-04/7, MP13-23/1 – настоящее исследование; eg01 – образцы перидотитов из Западного блока Эггингола [Горнова и др., 2010]. В, Г – черными линиями показаны образцы перидотитов, контактирующие с пироксенитовыми жилами (цветом отмечены образцы, контактирующие с

мощной ортопироксенитовой (MP13-01/5) и вебстеритовыми (MP13-22/1, MP13-23) жилами. Для сравнения показаны составы преддуговых (FP, forearc peridotites) [Parkinson, Pearce, 1998] и абиссальных (AP) перидотитов [Niu, 2004]. На рис. Б, Г показаны расчетные составы реститов плавления источника FMM [Bedard, 1999] в шпинелевой фации. Параметры плавления – немодальное динамическое плавление, пористость 1%, модальный состав источника и уравнение плавления [Kinzler, 1997], коэффициенты распределения компилированы из работ [Adam, Green, 2006; Green et al., 2000; McKenzie, O’Nions, 1991; Suhr, 1999]. Все значения нормированы на состав примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995].

Гарцбургиты, находящиеся на контакте с пироксенитовыми жилами, имеют более высокие содержания несовместимых элементов в части FME, высокозарядных (HFSE) и L-MREE элементов, тогда как в части HREE они имеют близкие уровни распределения с гарцбургитами на удалении (см. рис. 6.2-1 В). U-образная форма спектра распределения элементов претерпевает изменения, падение нормированных содержаний происходит от Lu-Yb до Ho-Y (а не до Gd-Tb, как в перидотитах на удалении) и левая часть спектра значительно обогащена относительно правой, отношение  $La_N/Yb_N = 1.3-5.6$ , в случае одного из образцов (см. рис. 6.2-1 В – самый нижний спектр по HREE) возрастает до  $\sim 9$ , при этом, в удаленных от области развития пироксенитовых жил это отношение составляет  $\sim 1$ . Кроме того, наблюдается увеличение содержаний подвижных в водной среде Sr и Ba, и высокозарядных – Zr и Hf, которые более подвижны в расплаве. Содержания Ti уже не обнаруживают такого четкого максимума и близки к соседним Eu и Gd (см. рис. 6.2-1 В), однако уровень Ti при этом, близок к более высоким значениям титана в гарцбургитах на удалении.

Как было ранее показано в работе Горновой с соавт. [2010] перидотиты Западного блока Эгийнгольского массива были сформированы при  $\sim 20\%$  частичного плавления мантийного субстрата, которое, возможно начиналось в условиях стабильности граната. Для данных перидотитов, а также перидотитов Восточного блока массива, находящихся на удалении от развития пироксенитовых жил, наблюдается сходимость между хромистостью шпинели и содержанием HREE в породе – оба параметра являются весьма четкими показателями степени плавления [Arai, 1994; Hellebrand et al., 2001; Pearce et al., 2000]. Кроме того, шпинели из данных образцов имеют высокую магнезиальность (табл. 6.2-2), а содержания MnO и ZnO в них не превышают 0.6-0.7 мас. %, что позволяет говорить об отсутствии метаморфических преобразований состава центральных частей шпинели. Этот факт позволяет нам напрямую оценивать степень частичного плавления перидотитов через хромистость шпинели. В образце eg01-3/7 хромистость центральных частей шпинели составляет  $\sim 0.40-0.42$ , что соответствует  $\sim 20-22\%$  частичного плавления (F) по [Hellebrand et al., 2001], что также согласуется с расчетными данными по немодальному динамическому плавлению источника FMM (см. рис. 6.2-1Б), где кривая распределения REE в тяжелой части спектра тяготеет к расчетной линии плавления в 20%. То же самое наблюдается для остальных образцов, находящихся на удалении от развития

пироксенитовых жил (см. табл. 6.2-2 п/п 1-4 и рис. 6.2-1Б), обр. № eg01-5/13, -5/15, P13-04/7 – все они характеризуются одинаковой степенью плавления рассчитанной по распределению HREE в породе и Cr# шпинели перидотитов.

**Таблица 6.2-2.** Характеристики хромшпинелей из перидотитов

№ п/п	№ Образца	Cr#	Mg#	F (степень плавления)
1	eg01-3/7	0.40-0.42	0.65-0.67	20-22%
2	eg01-5/13	0.40-0.41	0.60-0.61	20-21%
3	eg01-5/15	0.51-0.52	0.59-0.61	25-26%
4	P13-04/7	0.72-0.74	0.50-0.52	37-39%
5	MP13-22/1	0.78-0.79	0.42-0.48	>40%
6	MP13-23	0.63-0.65	0.42-0.47	32-33%
7	MP13-01/5	0.71-0.72	0.52-0.54	36-37%

Примечание: п/п 1-3 взяты из работы Горновой и др., [2010], F (степень плавления) рассчитана по [Hellebrand et al., 2001] для хромшпинелей с Cr#≤0.60 и экстраполирована с тренда плавления оливин-шпинелевой мантийной последовательности [Arai, 1994] для хромшпинелей с Cr#>0.60.

Однако, в образцах серпентинизированных гарцбургитов, контактирующих с пироксенитовыми жилами, наблюдаются иные закономерности. Во-первых, в этих образцах, как было сказано выше, иной характер распределения несовместимых элементов (см. рис. 6.2-1 В, Г), в них наблюдаются более высокие содержания более и средненесовместимых элементов. Во-вторых, отсутствует сходимость между степенью плавления рассчитанной по хромистости шпинели и распределению HREE. На рис. 6.2-1Г были отмечены три образца (MP13-22/1, MP13-23, MP13-01/5) контактирующих с вебстеритовыми и одной ортопироксенитовой жилами. Для них характерны близкие уровни распределения HREE и различающиеся L-MREE, что может говорить о близких степенях частичного плавления (~25%), т.к. HREE являются консервативными элементами в различных процессах метасоматоза и рефертилизации, и, как правило, буферуются реститом в этих процессах [Seyler et al., 2007]. Но, вот состав хромшпинелей в этих перидотитах весьма различается (см. табл. 6.2-2 п/п 5-7). Согласно хромистости центральных частей этих шпинелей суммарная степень частичного плавления должна достигать почти 40%, что не подтверждается ни петрографически, ни геохимически (при таких степенях плавления порода должна быть близка дуниту и иметь гораздо более низкие уровни распределения REE). Т.е. наблюдается увеличение хромистости шпинели гарцбургитов, контактирующих с пироксенитовыми жилами, не связанное с процессом частичного плавления.



Исследуемые ортопироксенитовые и вебстеритовые жилы также имеют несколько различающиеся по форме и уровню распределения спектры несовместимых элементов (рис. 6.2-2А, Б).

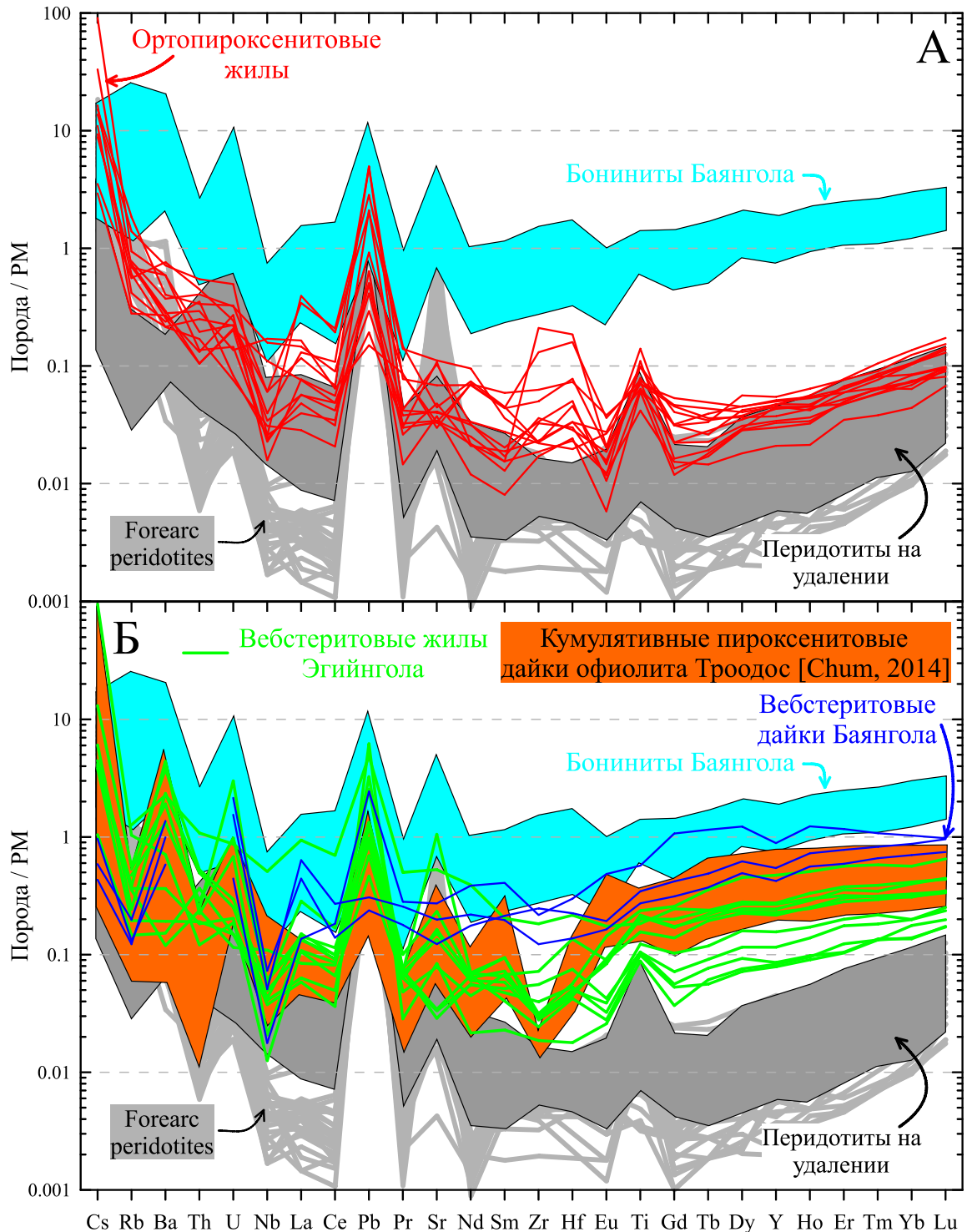


Рис. 6.2-2. Редкоэлементный состав ортопироксенитовых (А) и вебстеритовых (Б) жил

А – полев показаны составы бонинитов Баянгольской аккреционной призмы [Альмухамедов и др., 2001] и наши неопубликованные данные; Б – дополнительно показаны составы даек вебстеритов Баянгола, имеющих кумулятивную природу (наши неопубликованные данные) и кумулятивные пироксенитовые дайки ассоциирующие с бонинитовыми лавами, офиолит Троодос [Chum, 2014]. Состав преддуговых перидотитов по [Parkinson, Pearce, 1998]. Все значения нормированы на состав примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995].

Сравнительно с составами гарцбургитов, находящихся на удалении от развития пироксенитовых жил, ортопироксениты характеризуются более высоким уровнем распределения всех несовместимых элементов с отдельными, более выраженными максимумами элементов группы HFS (Pb, Zr, Hf, Ti) и снижающимся, относительно гарцбургитов на контакте с пироксенитовыми жилами, отношением  $La_N/Yb_N = 0.56-2.5$ . Содержание Zr, Hf в ортопироксенитовых жилах отвечает содержанию этих элементов в контактирующих гарцбургитах, т.е. в тех локациях где наблюдается выраженный максимум по этим элементам в контактирующем гарцбургите, то такой же максимум присутствует в самой ортопироксенитовой жиле, и наоборот – если содержания Zr и Hf не увеличиваются относительно соседних Sm-Eu в контактирующем гарцбургите, то и такие же спектры следует ожидать в самой ортопироксенитовой жиле.

Вебстеритовые жилы Эгийнола характеризуются еще большим содержанием несовместимых элементов относительно гарцбургитов и ортопироксенитов (см. рис. 6.2-2Б), особенно в части тяжелых REE (Gd-Lu). В группе элементов HFS максимумы сохраняются только у Pb, для Zr, Hf и Ti повышенные содержания уже не столь выражены, а содержания FME (Cs, Rb, Ba, Sr) растут более заметно. Отношение  $La_N/Yb_N = 0.2-2.0$  становится еще ниже (кроме одного образца M11-159 = 3.0) из-за значительного роста содержания HREE. Уменьшение этого отношения коррелирует с увеличением количества клинопироксена в породе. Кроме того, вебстеритовые жилы Эгийнола по форме и уровню распределения несовместимых элементов очень похожи на составы вебстеритовых даек Баянгольской аккреционной призмы, где ранее были обнаружены и описаны лавы бонинитов [Альмухамедов и др., 2001; Симонов и др., 2004]. В свою очередь, состав вебстеритовых даек Баянгольской аккреционной призмы отвечает наименее обогащенным спектрам бонинитов того же объекта, однако с более низким содержанием FME (Cs, Rb, Ba, Sr) и такой же выраженной Nb аномалией, что и в бонинитах.

Вебстеритовые дайки (Баянгольской аккреционной призмы) ассоциируют вместе с бонинитами, подобные тела пироксенитов довольно часто встречаются совместно с лавовыми постройками бонинитов и имеют кумулятивную природу, [Chum, 2014; Cluzel et al., 2016; Marchesi et al., 2009; Pirard et al., 2013]. По уровню содержаний и форме кривой несовместимых элементов вебстеритовые дайки Баянгола и наиболее обогащенные вебстеритовые жилы Эгийнольского массива похожи на кумулятивные пироксенитовые дайки, ассоциирующие с бонинитовыми лавами, офиолита Троодос (см. рис. 6.2-2 Б), при этом, стоит отметить, что среди пироксенитовых даек Троодоса встречается весь ряд пироксенитов от ортопироксенитов до клинопироксенитов.

Поведение редких элементов переходной группы показаны на вариационных диаграммах (рис. 6.2-3).

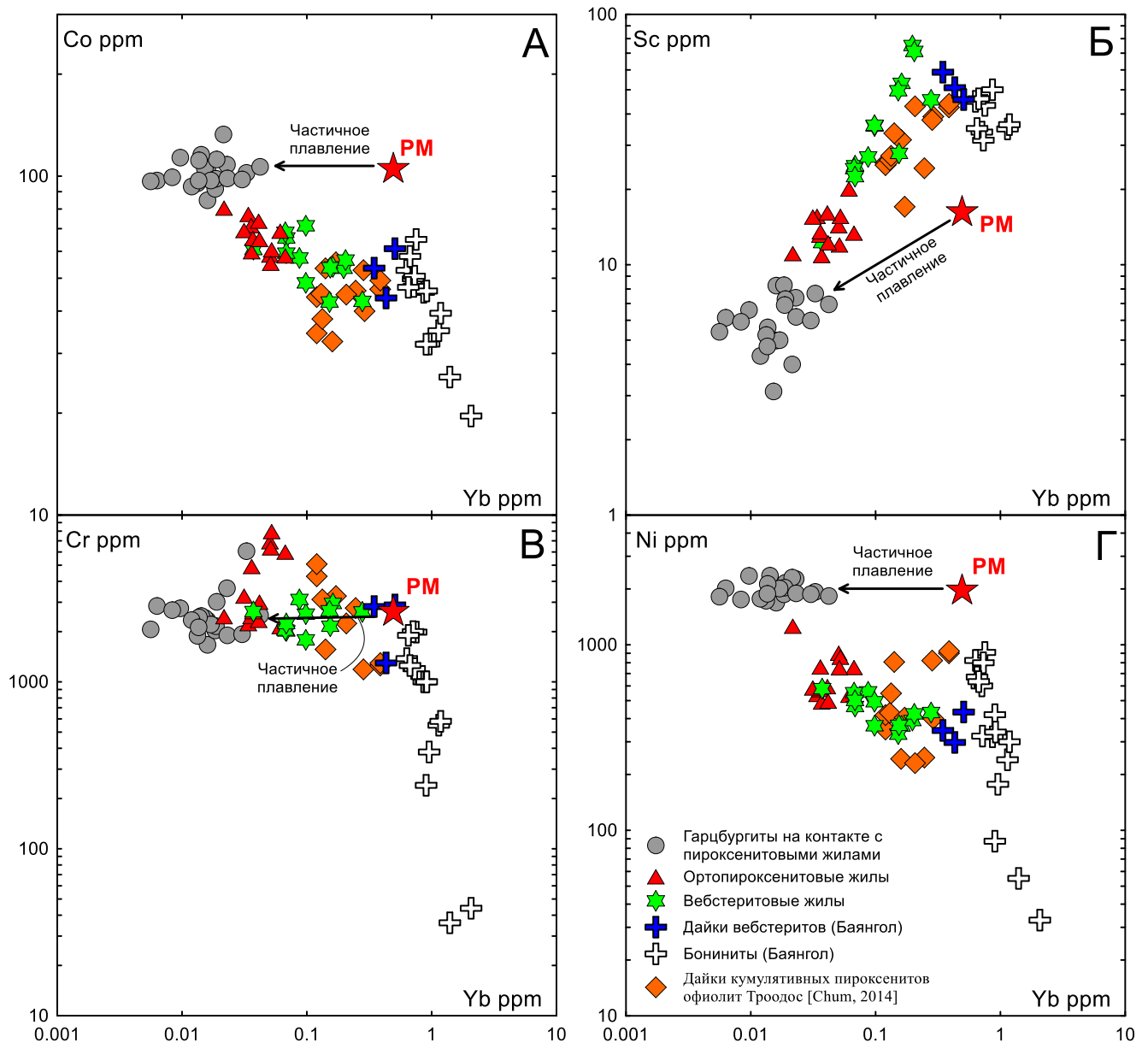


Рис. 6.2-3. Вариационные диаграммы распределения металлов переходной группы (Co, Sc, Cr, Ni) в зависимости от содержания Yb в породах Эггингольского массива.

Составы даек вебстеритов и бонинитовых лав Баянгольской аккреционной призмы (собственные данные), кумулятивные дайки пироксенитов офиолита Троодос [Chum, 2014] и примитивной мантии (PM) [McDonough, Sun, 1995] показаны для сравнения.

Составы гарцбургитов, контактирующих с пироксенитовыми жилами, образуют локализованную группу точек и находятся на продолжении тренда частичного плавления (Co 80-130 ppm, Sc 3-9 ppm, Cr 1700-7000 ppm, Ni 1800-2900 ppm, см. рис. 6.2-3) на всех диаграммах. Составы ортопироксенитовых и вебстеритовых жил занимают промежуточное положение между составами гарцбургитов Эггингола и составами кумулятивных вебстеритов и бонинитовых лав Баянгола. Ортопироксениты характеризуются бóльшим смещением фигуративных точек

составов к контактирующим гарцбургитам (Co 50-80 ppm, Sc 11-20 ppm, Cr 2050-7100 ppm, Ni 550-1200 ppm, см. рис. 6.2-3). А составы вебстеритовых жил, наоборот, больше преобладают к полям кумулятивных пироксенитов и бонинитовых лав (Co 30-70 ppm, Sc 22-80 ppm, Cr 1700-3000 ppm, Ni 300-600 ppm, см. рис. 6.2-3). Составы ортопироксенитовых и вебстеритовых жил образуют единый тренд по направлению от составов гарцбургитов к кумулятивным пироксенитовым дайкам офиолита Троодос и дайкам вебстеритов и бонинитовых лав Баянгольской аккреционной призмы. Наблюдается обратная зависимость между содержанием Co, Ni и накоплением Yb (см. рис. 6.2-3 А, Г) и прямая в отношении Sc – Yb (см. рис. 6.2-3 Б). Содержание хрома в пироксенитовых жилах Эгийнгола с накоплением в них Yb существенно не меняется (см. рис. 6.2-3 В).

Содержание металлов переходной группы в бонинитах Баянгольской аккреционной призмы демонстрируют обычные, для расплавов, тренды фракционирования на всех диаграммах (см. рис. 6.2-3А, В, Г) за исключением Sc (см. рис. 6.2-3Б). Кумулятивные вебстериты на этих же диаграммах занимают промежуточное положение между пироксенитовыми жилами Эгийнгола и бонинитами Баянгола.

Как было показано в работе [Stosch, 1981] для системы Ol-Orx-Crx-Spl, распределение двухвалентных Co и Ni между оливном, орто- и клинопироксеном слабо зависят от температуры, и, согласно полученным коэффициентам распределения, варьируют в следующих отношениях  $Crx < Orx \ll Ol < Spl$ . Тогда как распределение трехвалентных Sc и Cr при увеличении температуры до 900-1200 °C приводит к корректировке коэффициентов распределения внутри системы. При увеличении температуры в случае Sc происходит увеличение коэффициента распределения для Crx ( $Crx \gg Orx > Ol$ ), а в случае с Cr коэффициент распределения растет для Orx ( $Orx \gg Crx > Ol$ ). Как видно из рис. (6.2-3 В) часть составов ортопироксенитовых жил выбиваются из общего тренда, в них незначительно, но все же растет содержание хрома (5000-7100 ppm), что косвенно указывает на более высокую температуру их образования по сравнению с остальными ортопироксенитовыми и вебстеритовыми жилами, где содержание хрома остается постоянным.

Таким образом, можно заключить, что в ряду серпентинизированный гарцбургит – ортопироксенит – вебстерит наблюдается последовательное увеличение содержаний несовместимых элементов. Причем в начале процесса образования пироксенитовых жил увеличивается содержание наиболее несовместимых REE, FME и HFSE в гарцбургитах, находящихся на контакте с пироксенитовыми жилами, относительно перидотитов вне поля развития пироксенитов. Такое увеличение содержаний микроэлементов также не согласуется с моделью частичного плавления перидотитового субстрата и могло быть получено в результате метасоматических преобразований последнего. Форма распределения редких элементов в

ортопироксенитовых жилах повторяет таковую в контактирующих с ними гарцбургитах, с более заметным увеличением в содержании элементов группы HFS, в то время как FME – менее. В вебстеритах к общему увеличению содержаний несовместимых элементов добавляется значительный рост в содержании более консервативных HREE. Образование ортопироксенитовых и вебстеритовых жил происходило в рамках единого процесса рефертилизации в поле мантийных температур, на что косвенно указывают тренды изменения содержаний металлов переходной группы, которые согласуются с постепенным увеличением содержания HREE в перидотитах.

### 6.3. Редкоэлементный состав минералов

Представительные редкоэлементные составы клинопироксенов, ортопироксенов и амфиболов пироксенитовых жил Эгийнгольского массива показаны в таблицах: 6.3-1, 6.3-2 и 6.3-3 соответственно.

Клинопироксены из всех пироксенитовых жил Эгийнгола характеризуются низкими содержаниями несовместимых элементов (рис. 6.3-1 А, Б). Нормированные содержания редких элементов непрерывно уменьшается от более несовместимых Yb-Lu (0.3-0.7 содержания PM) к менее несовместимым La-Ce (до 0.008-0.03 содержания PM), наблюдается понижение содержаний Zr (от 0.09-0.12 до 0.01-0.04 PM в ортопироксенитах) и выраженный минимум в вебстеритах (0.008-0.07 содержания PM). Sr демонстрирует небольшое повышение нормированных содержаний в клинопироксенах как ортопироксенитов (до 0.3 уровней PM), так и вебстеритов (до 0.15 уровней PM). Уровни содержаний редких элементов в клинопироксенах из ортопироксенитов и вебстеритов в целом подобны и повторяют друг друга, однако, в вебстеритах клинопироксены показывают более широкий разброс содержаний несовместимых элементов (рис. 6.3-1 Б).

Ортопироксены из пироксенитовых жил имеют более низкие содержания несовместимых элементов в сравнении с клинопироксенами (рис. 6.3-1 В, Г), особенно в части MREE где содержания падают до 0.02-0.1 содержаний PM. В части менее несовместимых элементов уровень содержаний соответствует таковым в клинопироксенах из пироксенитовых жил. Ti в ортопироксенах ниже чем в клинопироксенах из соответствующих пород, но относительно соседних REE (Sm и Eu) имеют близкие или слегка более высокие содержания (0.002-0.2 уровней PM).

Таблица 6.3-1. Редкоэлементный состав клинопироксенов пироксенитовых жил Эгийнгольского массива.

Т.н.	MP13-01			MP13-08						MP13-15		MP13-16	MP13-22	
№ пробы	MP13-01/4-1		MP13-01/6	MP13-08/5-1				M11-159		MP13-15		MP13-16/1	MP13-22	
Порода	Орхт			Web						Web		Web	Web	
№ зерна	1	2	2	1	2	3	5	1	3	1	3	2	1	3
Метод	SIMS			SIMS						SIMS		SIMS	SIMS	
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
La ppm	0.0113	0.0194	0.0040	0.0081	0.0062	0.0100	0.0068	0.0129	0.0167	0.0059	0.0060	0.0151	0.0069	0.0100
Ce	0.046	0.060	0.012	0.032	0.031	0.023	0.025	0.045	0.062	0.013	0.013	0.043	0.022	0.027
Pr	0.0155	0.0122	0.0046	0.0083	0.0069	0.0070	0.0069	-	-	0.0034	0.0050	0.0038	0.0081	0.0134
Sr	1.67	1.92	0.61	0.68	0.71	3.21	0.61	0.25	0.34	0.49	0.57	2.65	0.88	2.46
Nd	0.092	0.086	0.032	0.057	0.035	0.037	0.058	0.169	0.117	0.028	0.040	-	0.067	0.084
Sm	0.0607	0.0616	0.0277	0.0367	0.0508	0.0510	0.0297	0.1352	0.0387	0.0311	0.0243	0.0366	0.0306	0.0741
Zr	0.45	0.95	0.16	0.17	0.19	0.46	0.12	0.15	0.08	0.13	0.14	0.77	0.30	0.25
Hf	0.038	0.056	0.035	-	0.035	0.044	0.065	0.102	0.037	0.041	0.026	0.043	0.050	0.067
Ti	248.4	242.2	114.5	171.8	153.2	167.4	170.3	256.7	142.8	158.7	160.6	173.8	204.6	248.8
Eu	0.0357	0.0309	0.0166	-	-	-	0.0117	0.0506	0.0236	0.0145	0.0150	0.0260	0.0145	0.0249
Gd	0.232	0.146	0.098	0.070	0.088	0.090	0.057	0.261	0.086	0.062	0.060	0.128	0.086	0.167
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	0.320	0.297	0.176	0.153	0.125	0.140	0.211	0.358	0.206	0.156	0.131	0.173	0.200	0.340
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	2.13	2.01	0.99	1.04	0.99	0.94	1.03	2.54	0.97	0.86	1.06	1.04	1.47	1.93
Er	0.39	0.27	0.15	0.18	0.12	0.12	0.12	0.36	0.12	0.15	0.15	0.17	0.14	0.28
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	0.37	0.26	0.14	0.19	0.19	0.18	0.18	0.44	0.17	0.20	0.24	0.13	0.13	0.38
Lu	0.036	0.047	0.025	0.021	0.032	0.030	0.020	-	-	0.024	0.028	0.021	0.022	0.043

Таблица 6.3-1. Окончание.

Т.н.	MP13-23			M11-71	
№ пробы	MP13-23/2			M11-71	
Порода	Web			Opxt	
№ зерна	1	3	7	2	4
Метод	SIMS		LA-ICP-MS	SIMS	
№ п.п.	15	16	17	18	19
La ppm	0.0036	0.0048	0.0050	0.0170	0.0126
Ce	0.015	0.027	-	0.056	0.065
Pr	0.0032	0.0080	0.0076	-	-
Sr	0.69	1.28	-	0.66	0.62
Nd	0.023	0.051	-	0.076	0.060
Sm	0.0087	0.0291	0.0900	0.0364	0.0376
Zr	0.09	0.22	-	0.11	0.14
Hf	0.029	0.052	-	-	0.053
Ti	118.1	219.8	135	102.8	129.0
Eu	0.0069	0.0158	-	0.0182	0.0176
Gd	0.049	0.102	0.024	0.060	0.106
Tb	-	-	0.009	-	-
Dy	0.114	0.264	0.140	0.207	0.203
Ho	-	-	0.0274	-	-
Y	0.70	1.41	0.51	0.94	1.17
Er	0.13	0.24	0.10	0.19	0.16
Tm	-	-	0.0189	-	-
Yb	0.16	0.25	0.11	0.14	0.21
Lu	0.023	0.030	0.014	-	-

Примечание: Содержания элементов даны в ppm (г\т), «-» – содержание элемента не определено, SIMS – Secondary Ion Mass Spectrometry (вторично-ионная масс-спектрометрия), LA-ICP-MS – Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (масс-спектрометрия с лазерной абляцией и индуктивно связанной плазмой).

Таблица 6.3-2. Редкоэлементный состав ортопироксенов пироксенитовых жил Эгийнгольского массива.

Т.н.	MP13-01				MP13-23							M11-71	eg01-5/27	
№ пробы	M11-76/1		M11-76/2		MP13-23	MP13-23/2						M11-71	eg01-5/27	
Порода	Opxt				Opxt	Web						Opxt	Web	
№ зерна	1	3	9	11	1	1	2	3	4	5	6	5	1	2
Метод	LA-ICP-MS				LA-ICP-MS	LA-ICP-MS						SIMS	SIMS	
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
La ppm	-	0.0270	-	0.0090	-	-	-	-	0.0043	0.0048	-	0.0116	0.0055	0.0070
Ce	0.0036	-	0.0074	-	0.0148	0.0083	-	-	-	0.0133	-	0.0544	0.0136	0.0171
Pr	0.0064	0.0069	0.003	0.0083	-	0.0069	0.0062	-	0.0032	-	0.0119	-	-	-
Sr	-	-	-	0.113	0.135	-	0.074	-	-	-	0.114	0.627	0.867	0.850
Nd	0.026	0.040	0.055	0.045	0.025	-	0.025	-	-	0.019	0.053	0.025	-	0.020
Sm	0.050	0.055	0.047	0.050	-	0.110	-	0.068	0.077	0.054	-	-	0.035	0.022
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	0.019	-	-	-	-	-	-	0.024	0.036	-	0.020	0.011	0.023
Ti	-	-	-	-	51.4	99.0	113.2	99.3	110.1	170.5	153.1	77.6	79.3	-
Eu	0.0126	0.0190	0.0185	-	-	0.0270	-	-	0.0064	0.0360	0.0470	0.0036	0.0149	0.0283
Gd	0.0830	0.0785	0.0495	0.1040	-	0.0440	0.0540	0.0480	-	0.1170	0.0630	0.0092	0.0209	0.0413
Tb	-	-	0.0101	0.0078	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	0.074	-	-	0.086	0.032	0.018	0.066	-	0.102	-	0.063	0.016	0.099	0.110
Ho	0.0071	-	0.0063	0.0074	0.0073	-	0.0089	-	0.0099	-	-	-	-	-
Y	0.105	0.122	0.208	0.135	0.147	0.096	0.101	0.242	0.214	0.210	0.315	0.113	0.523	0.806
Er	0.017	0.032	0.024	0.031	0.044	-	0.044	-	0.049	0.042	-	0.021	0.097	0.140
Tm	-	0.0068	-	-	-	0.0107	-	0.0129	-	0.0112	0.0161	-	-	-
Yb	0.056	0.025	0.066	0.075	0.135	0.056	0.046	0.063	0.063	0.084	0.117	0.039	0.142	0.126
Lu	0.0067	0.0113	0.0130	0.0095	0.0089	-	0.0126	0.0145	0.0169	0.0197	0.0220	-	-	-

Примечание: Те же что на табл. 6.3-1, Web\* – порода сильно амфиболизирована.



Таблица 6.3-3. Редкоэлементный состав амфиболов пироксенитовых жил Эгийнгольского массива.

Т.н.	MP13-01	MP13-10			MP13-18								M11-71
№ пробы	MP13-01/4-2	M11-51			MP13-18								M11-71
Порода	Opxt	Opxt			Web*								Opxt
№ зерна	1	4	5	7	1	2	3	4	1	2	3	4	1
Метод	SIMS	SIMS			LA-ICP-MS								SIMS
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
La ppm	0.0174	0.0332	0.0434	0.0588	0.0080	0.0077	-	-	-	0.0089	0.0135	0.0270	0.1105
Ce	0.172	0.240	0.272	0.282	0.029	0.039	0.038	0.022	0.023	0.045	0.037	0.029	0.758
Pr	0.0066	-	-	-	0.0213	0.0235	0.0253	-	0.0097	0.0067	0.0239	0.0137	-
Sr	2.54	2.37	0.72	0.51	0.20	0.30	0.32	0.25	0.28	0.30	0.17	0.29	3.65
Nd	0.057	0.048	0.102	0.122	0.232	0.188	0.151	0.077	0.130	0.162	0.096	-	0.124
Sm	0.051	0.030	0.041	0.066	0.363	0.140	0.050	0.124	0.206	0.187	0.100	0.109	0.037
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	0.061	0.055	0.059	0.093	-	-	0.023	-	-	-	-	0.032	0.030
Ti	304.5	210.8	242.8	385.7	268.0	322.8	263.0	243.0	278.7	267.3	246.0	247.7	93.1
Eu	0.027	0.012	0.016	0.027	-	0.052	-	-	-	0.027	0.040	-	0.022
Gd	0.190	0.046	0.059	0.122	0.269	0.319	0.182	0.286	0.269	0.151	0.174	0.234	0.053
Tb	-	-	-	-	0.047	0.056	0.064	0.040	0.047	0.066	0.047	0.062	-
Dy	0.326	0.113	0.168	0.337	0.435	0.440	0.620	0.283	0.428	0.640	0.470	0.410	0.071
Ho	-	-	-	-	0.089	0.121	0.121	0.075	0.114	0.138	0.131	0.100	-
Y	2.36	0.96	1.33	2.80	2.62	2.78	2.93	2.13	2.97	3.79	3.26	3.08	0.47
Er	0.35	0.11	0.18	0.43	0.33	0.38	0.38	0.25	0.40	0.44	0.39	0.37	0.06
Tm	-	-	-	-	0.050	0.068	0.071	0.042	0.072	0.078	0.069	0.060	-
Yb	0.34	0.16	0.29	0.46	0.38	0.51	0.53	0.34	0.42	0.57	0.48	0.46	0.09
Lu	0.040	-	-	-	0.071	0.082	0.092	0.052	0.088	0.101	0.090	0.077	-

По Sr наблюдается как и более высокие значения, в ортопироксенитах содержание повышается до 0.3 PM (в ортопироксенитах малой мощности ( $<1$  см) с минимальным содержанием  $Sr_x$ ), так и более низкие – в вебстеритах содержание Sr падает до 0.005-0.007 PM, в части ортопироксенитов (мощность  $> 10$  см, есть  $Sr_x$ ) до 0.007-0.008 PM (рис. 6.3-1 В, Г). Уровень содержания LREE в ортопироксенах из ортопироксенитов подобен таковым в ортопироксенах вебстеритов.

Амфиболы имеют отличающиеся формы спектра и уровни содержаний несовместимых элементов с таковыми в пироксенах из вебстеритов и ортопироксенитов (рис. 6.3-1Д, Е). В ортопироксенитах амфиболы характеризуются более высоким уровнем содержаний H-MREE (0.1-1.0 содержаний PM) относительно ортопироксенов, по которым они развиваются, имеют выраженный максимум по Sr (0.03-0.2 PM) – не превышающие таковые в ортопироксенах. При этом, в них наблюдается повышенные содержания Hf и Ti (0.08-0.5 PM), и значительное увеличение в части La-Ce (до 0.2-0.6 содержаний PM) над клинопироксенами и ортопироксенами из ортопироксенитовых жил (рис. 6.3-1Д). В вебстеритах амфибол удалось проанализировать только в одном образце (MP13-18). Здесь амфибол напротив имеют узкий диапазон содержаний редких элементов, H-MREE соответствуют наиболее высоким содержаниям в клинопироксенах и значительно выше таковых в ортопироксенах из вебстеритов, имеют соответствующий таковому в ортопироксенах вебстеритов минимум по Sr (0.008-0.015 PM, рис. 6.3-1Е). При этом, в них не наблюдается такого обогащения Hf и Ti как в амфиболах из ортопироксенитов (см. рис. 6.3-1 Д).

Такие особенности распределения несовместимых элементов в минералах пироксенитовых жил обуславливают геохимические особенности самих пород (см. рис. 6.2-2), где в вебстеритах наблюдается накопление HREE с сохранением уровня содержания Ti относительно таковых в ортопироксенитах, которые, напротив слегка обогащены LREE и имеют выраженный максимум по Ti, а часть образцов имеют повышенные содержания Zr и Hf.

По форме распределения и уровням содержания несовместимых элементов составы клинопироксенов из пироксенитовых жил Эгийнгола сильно отличаются от клинопироксенов реститовых надсубдукционных перидотитов офиолитового комплекса Отрис [Bizimis et al., 2000], для которых характерны минимумы по Ti и Sr (см. рис. 6.3-1 А, Б). Их ультраобедненные спектры распределения несовместимых элементов указывают, что они были образованы при высоких степенях плавления (до 29 %), при чем плавление, по мнению авторов, происходило при участии водного флюида, что позволило оставаться клинопироксену в рестите вплоть до таких уровней плавления. Для перидотитов Эгийнгола также предполагается достаточно высокая степень плавления – порядка  $\sim 20$  % [Горнова и др., 2010], и если предполагать, что клинопироксены пироксенитовых жил являются метаморфическими сегрегатами таких

реститовых пироксенов, то отчетливо видно что высокие уровни содержаний HREE, Ti и Sr противоречат такой гипотезе (см. рис. 6.3-1 А, Б).

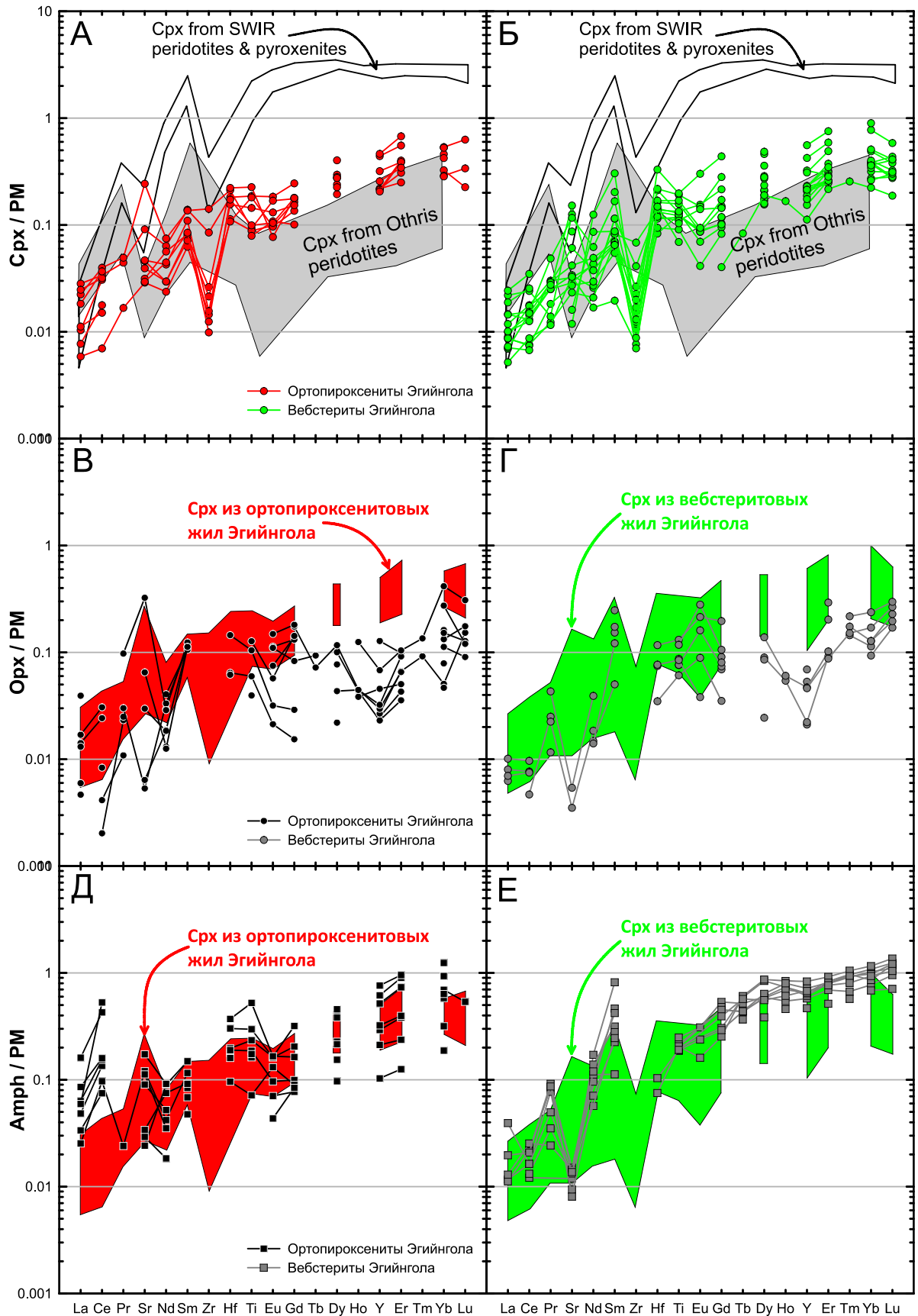


Рис. 6.3-1. Редкоэлементный состав минералов пироксенитовых жил Эгийнгольского массива.

Содержания несовместимых элементов нормированы к составу примитивной мантии по [McDonough, Sun, 1995]. А, Б – составы клинопироксенов в ортопироксенитовых (А) и вебстеритовых (Б) жилах; В, Г – составы ортопироксенов в ортопироксенитовых (А) и вебстеритовых (Б) жилах; Д, Е – составы амфиболов в ортопироксенитовых (А) и вебстеритовых (Б) жилах; Поля (на А и Б): пустое не залитое – составы клинопироксенов из абиссальных перидотитов и пироксенитов Юго-Западного Индийского хребта [Dantas et al., 2007]; серое – составы клинопироксенов из надсубдукционных перидотитов офиолитового комплекса Othris [Bizimis et al., 2000]; желтое – составы клинопироксенов из ортопироксенитов Оманского офиолитового комплекса [Tamura, Arai, 2006].

Клинопироксены из пироксенитовых прослоев в перидотитах и самих вмещающих перидотитов Юго-Западного Индийского Хребта (SWIR) [Dantas et al., 2007] имеют схожие с Срх Эггингола форму распределения (см. рис. 6.3-1 А, Б), но характеризуются более высоким уровнем содержаний всех несовместимых элементов. Они были образованы при фракционной кристаллизации мигрирующих базальтовых расплавов (MORB типа) при относительно высоких давлениях ( $>0.6$  GPa). Таким образом, становится очевидным, что пироксенитовые жилы не могли быть образованы при частичном плавлении мантии или кристаллизоваться из MORB-подобных расплавов. Их образование связано с более сложным процессом миграции бонинито-подобных расплавов через перидотиты литосферной мантии, находящихся над зоной субдукции. И, соответственно, сравнивать их по составу стоит со схожими по генезису объектами.

На диаграммы рис. 6.3-2 А и Б нанесены поля составов клинопироксенов из пироксенитовых даек и жил в сходных по генезису объектах – офиолитов Оман и Josephine, а также Войкаро-Сыньинского перидотитового массива (Полярный Урал) для сравнения. В целом, кривые содержаний несовместимых элементов в клинопироксенах пироксенитов Эггингола соответствуют наиболее обогащенной части клинопироксенов из ортопироксенитовых даек Оманского офиолита [Tamura, Arai, 2006] (рис. 6.3-2 А, Б). Также наблюдается сходство с составами клинопироксенов из вебстеритовых и клинопироксенитовых даек Войкаро-Сыньинского массива [Batanova et al., 2011], они имеют схожие минимум по Zr и максимум по Sr. Однако, клинопироксены из пироксенитовых жил офиолита Josephine [Le Roux, Liang, 2019] отличаются от таковых в Эггинголе, Срх из ортопироксенитов имеют более крутопадающие спектры редких элементов от HREE к LREE, к тому же в них обнаруживаются максимум по Ti и минимум по Eu, Срх из клинопироксенитов наоборот имеют весьма плоский спектр распределения несовместимых элементов с отчетливым минимум по Zr. Спектр распределения редких элементов в клинопироксеновых вкрапленниках из бонинитов Баянгола подобен таковым из пироксенитов Эггингола, однако отличается отсутствием максимума по Sr и менее выраженным Zr минимумом (рис. 6.3-2 В).

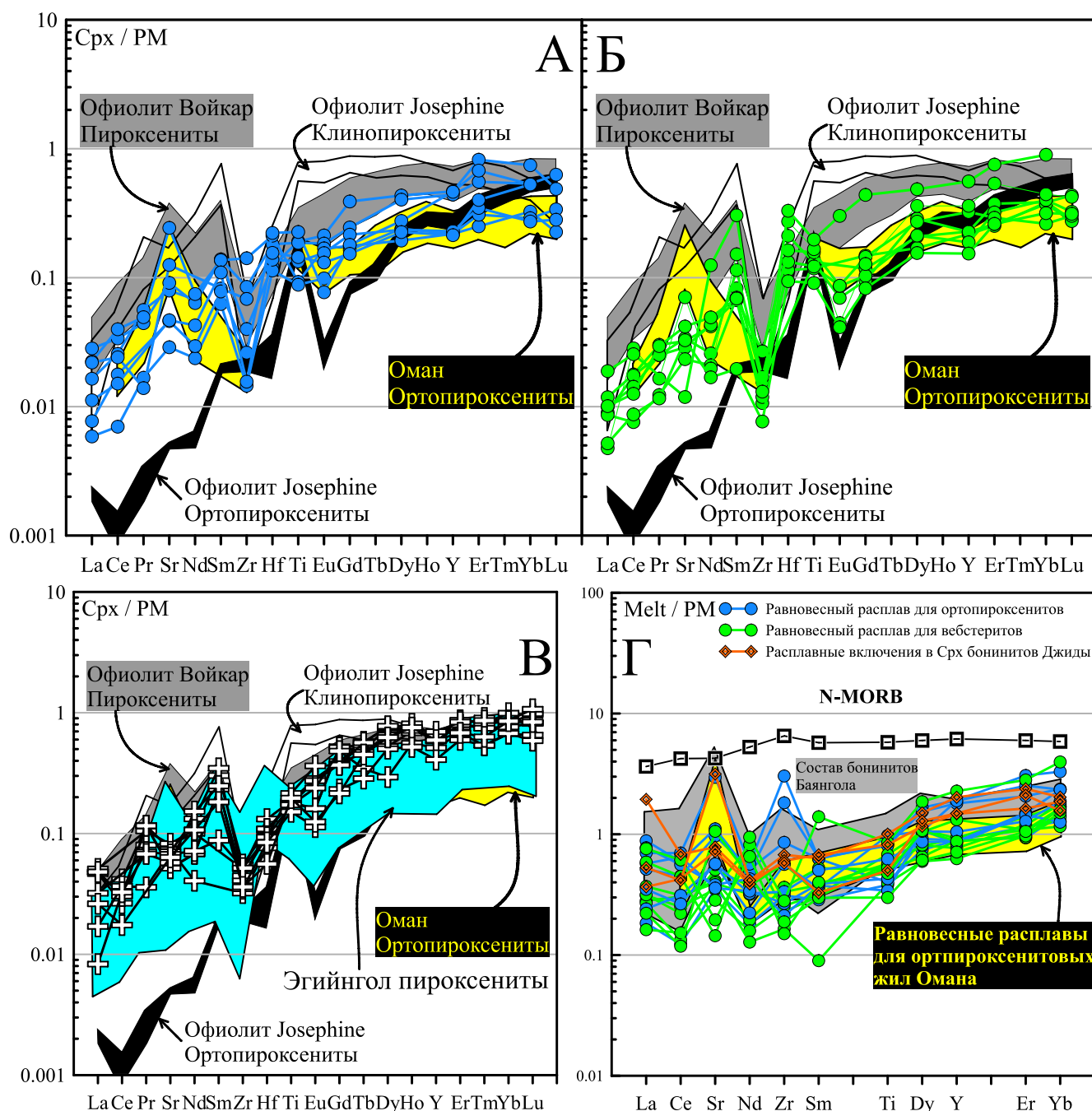


Рис. 6.3-2. Редкоэлементный состав клинопироксенов пироксенитовых жил Эггингольского массива и бонинитов Баянгола.

А, Б – составы клинопироксенов в ортопироксенитовых (А) и вебстеритовых (Б) жилах; В – состав клинопироксенов из бонинитов Баянгольской аккреционной призмы; Г – рассчитанные равновесные составы расплавов для ортопироксенитов и вебстеритов. Поля (на А-В): пустое не залитое – составы клинопироксенов из ортопироксенитовых жил, а черное залитое – из клинопироксенитовых жил офиолита Josephine [Le Roux, Liang, 2019]; желтое – составы клинопироксенов из ортопироксенитов Оманского офиолитового комплекса [Tamura, Arai, 2006]; серое – составы клинопироксенов из пироксенитовых жил Войкар-Сынбинского массива [Batanova et al., 2011].

Предполагается, что ортопироксенитовые дайки Оманского офиолита кристаллизовались из примитивного расплава бонинитового состава, который выплавлялся из окружающих

гарцбургитов в надсубдукционной обстановке при добавлении воды. К такому выводу авторы пришли т.к. обнаружили очень близкие по составу (главные и редкие элементы) клинопироксены из гарцбургитовой и пироксенитовой частей разреза [Tamura, Arai, 2006]. В Войкаро-Сыньинском массиве предполагается гибридная модель, где часть даек кристаллизовалась из просачивающегося бонинита, а часть имеет реакционную природу и образовывались при взаимодействии с окружающими перидотитами [Белоусов и др., 2009; Batanova et al., 2011]. Пироксенитовые жилы офиолита Josephine, как и в двух других объектах также были сформированы при участии высоко- и низко-Са бонинитов, однако, здесь кристаллизация клинопироксенитов и ортопироксенитов происходили на разных этапах развития субдукционной зоны – клинопироксениты при просачивании высоко-Са бонинитов на этапе заложения субдукционной зоны, ортопироксениты – уже на этапе зрелой субдукции и при просачивании низко-Са бонинитов. Поскольку клинопироксены пироксенитов Эггингола в целом имеют подобные и не дифференцированные спектры распределения редких элементов, то логично предположить, что их формирование происходило не при прямой кристаллизации бонинитовых расплавов, как в офиолите Josephine, а при реакционном взаимодействии расплав-перидотит как в Войкаро-Сыньинском массиве.

Для пироксенитов Эггингола был рассчитан состав равновесного расплава с использованием коэффициентов распределения клинопироксен / расплав, предложенный [Sobolev, 1996]. Получившийся состав расплава для Эггингольских пироксенитов имеет схожую форму и уровень распределения REE, максимум по Sr с рассчитанными расплавами для Оманских ортопироксенитов [Tamura, Arai, 2006] и очень схож с бонинитами Джидинской палеоостроводужной системы и расплавными включениями в клинопироксеновых вкрапленниках из этих бонинитов (см. рис. 6.3-2 Г). Получившиеся составы равновесных расплавов для исследуемых ортопироксенитов и вебстеритов характеризуются несколько большим разбросом содержаний несовместимых элементов относительно равновесных расплавов для ортопироксенитов Омана. Подобное поведение элементов можно объяснить неполным равновесием образующихся пироксенитовых жил с преобразующим их расплавом, и/или эволюцией состава просачивающегося расплава.

Таким образом, сравнивая составы клинопироксенов пироксенитовых жил Эггингольского массива и схожих по генезису объектов, а также вкрапленников клинопироксена из бонинитов Баянгольской аккреционной призмы можно сделать следующие выводы:

1. Составы клинопироксенов из ортопироксенитов и вебстеритов не имеют кардинальных отличий, что указывает на их совместное формирование в рамках одного процесса.

2. Ортопироксены из ортопироксенитов характеризуются бóльшим содержанием LREE относительно таковых из вебстеритов, что объясняется небольшим количеством клинопироксена в ортопироксенитах, коэффициенты распределения для которого, как известно, выше.
3. Составы амфиболов из различных пироксенитовых жил, напротив, имеют существенные различия в части LREE (в Am ортопироксенитов La-Ce значительно выше, чем в вебстеритах), что указывает на преимущественное замещение вторичным амфиболом ортопироксена, а не клинопироксена.
4. Близость составов клинопироксеновых вкрапленников из бонинитов Баянгола и клинопироксена из пироксенитовых жил Эгийнгола, а также идентичность составов рассчитанного равновесного расплава для Crх пироксенитов и составом расплавных включений в Crх вкрапленников бонинитов могут указывать на их общую природу формирования.

#### 6.4. Элементы платиновой группы, изотопная систематика Os и O

Содержание элементов платиновой группы и изотопного состава Os и Re в образцах пород Эгийнгольского массива приведены в табл. 6.4-1. PGE относятся к сидерофильным элементам, у которых коэффициенты распределения уменьшаются в ряду  $Os \sim Ir \sim Ru > Pt > Pd > Re$  [Pearson et al., 2004]. PGE включают в себя относительно совместимые Os, Ir, Ru (иридиевая подгруппа) и при частичном плавлении данные элементы будут преимущественно оставаться в рестите, а также относительно несовместимые – Pt, Pd, Re (палладиевая подгруппа), эти элементы при плавлении будут преимущественно перераспределяться в расплав.

Такая разница в поведении PGE может быть использована в изучении Re-Os изотопной системы, где материнский и дочерний изотопы перераспределяются в расплав и рестит соответственно, тогда как в других изотопных системах (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Th-Pb, Lu-Hf) оба изотопа остаются в расплаве. Таким образом, изучение распределения PGE и Re-Os изотопной системы в пироксенитах и перидотитах позволит детальнее отмаркировать зоны, подвергшиеся только процессу частичного плавления и зоны где было взаимодействие с просачивающимся расплавом в перидотитах.

Таблица 6.4-1. Содержание ЭПГ+Re (ppb) и изотопные отношения Re и Os в представительных образцах пород Эгийнгольского массива.

Т.н.	№ пробы	Порода	Os	Ir	Ru	Pt	Pd	Re	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$2\sigma\text{-Re}$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$2\sigma\text{-Os}$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}(i)$	TRD	TMA
MP13-01	M11-78	Hz	0.97	1.06	1.96	1.18	0.01	0.15	-	-	-	-	-	-	-
	M11-79	Hz	4.00	2.38	6.79	4.13	1.58	0.09	-	-	-	-	-	-	-
	MP13-01/4	Hz	2.98	1.32	4.07	1.39	1.07	0.01	0.0183	2.6E-06	0.1194	1.7E-05	0.1192	1256±2	1285±2
	M11-76/2	Opxt	0.10	0.09	0.27	46.31	0.91	0.09	-	-	-	-	-	-	-
	MP13-01/6	Opxt	0.01	0.01	0.12	3.36	0.16	0.07	47.7434	6.7E-01	0.2073	2.9E-03	-0.2386	-	100±4
MP13-10	M11-51/1	Hz	5.30	4.78	6.89	4.40	0.06	0.18	-	-	-	-	-	-	-
	M11-51/2	Hz	1.12	1.17	3.19	1.58	0.28	0.02	-	-	-	-	-	-	-
	MP13-10	Hz	1.06	1.32	3.91	8.28	0.72	0.01	0.0455	3.1E-05	0.1330	9.0E-05	0.1326	-640±12	-792±15
	M11-51	Opxt	1.31	1.64	3.42	1.98	0.06	0.19	-	-	-	-	-	-	-
	MP13-10/1	Opxt	0.08	0.22	0.58	1.63	0.40	0.00	0.1038	1.0E-04	0.1470	2.8E-04	0.1460	-2599±38	-3684±54
MP13-23	MP13-23	Hz	2.07	1.80	3.69	9.22	2.70	0.42	0.9709	2.4E-04	0.1209	3.0E-05	0.1119	2366.98	-789±3
MP13-25	MP-13-25/1	Hz	0.61	0.30	2.52	41.39	1.00	0.03	-	-	-	-	-	-	-
	MP-13-25/1	Opxt	4.42	4.30	7.19	7.87	0.37	0.02	1.6362	1.6E-03	0.1279	8.3E-05	0.1126	2325±10	-789±54
MP13-08	M11-159	Web	0.13	0.17	0.51	21.35	6.61	0.14	-	-	-	-	-	-	-
MX	MX11-4	Chrt	102.9	94.4	122.5	2.70	2.99	0.24	0.0113	3.2E-06	0.1187	3.3E-05	0.1186	1344±5	1364±5
	MX-08	Chrt	120.0	137.0	434.8	5.05	8.84	-	-	-	-	-	-	-	-
З.П.	eg01-6/7	Hz	4.9	3.4	7.6	5.62	2.95	0.04	0.0356	3.6E-05	0.1192	8.9E-06	0.1188	1312±1	1377±1
-	D2	Bon	1.72	0.70	1.34	4.01	20.10	0.09	0.2427	2.1E-04	0.1276	1.1E-04	0.1254	414±96	161±37
П.О.	-	-	0.010	0.0005	0.003	0.018	0.008	0.0008	-	-	-	-	-	-	-

Примечание: Обр. № eg01-6/7 – перидотит из Западного блока Эгийнгольского массива, D2 – бонинит Баянгольской аккреционной призмы. Модельные возраста (TRD и TMA) рассчитаны с использованием данных для хондритового мантийного резервуара ( $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.422$ ,  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.1283$ ) по [Horan et al., 2003], постоянная распада  $\lambda = 1.666 \times 10^{-11} \times \text{yr}^{-1}$ ;  $2\sigma$  – абсолютная погрешность определения изотопного отношения,  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}(i)$  – изотопное отношение осмия скорректированное на возраст 560 млн. лет, возраст формирования офиолитовых ассоциаций Джидинской зоны [Гордиенко и др., 2015; Елбаев и др., 2018]. П.О. – предел обнаружения PGE [Козьменко и др., 2011].



Серпентинизированные гарцбургиты Эгийнгольского массива характеризуются падением нормированных содержаний от тугоплавких IPGE к легкоплавким PPGE (рис. 6.4-1 А, Б). Re ведет себя по-разному, в гарцбургитах, расположенных на удалении от области развития пироксенитовых жил (рис. 6.4-1 А) PGE и Re демонстрируют уменьшение содержаний от IPGE к PPGE и Re в соответствии с коэффициентами распределения, как это показано, например, для перидотитов New Caledonia [Xu, Liu, 2019], претерпевших значительные степени плавления.

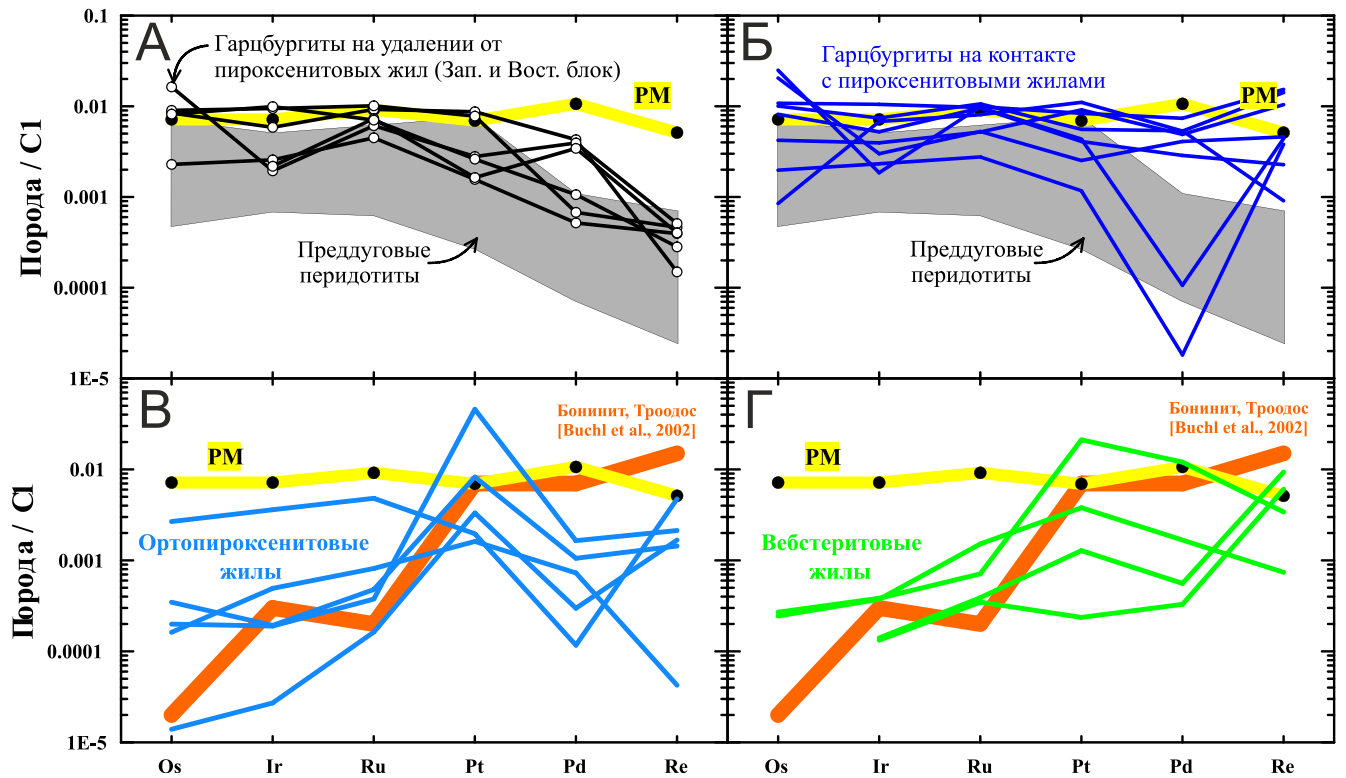


Рис. 6.4-1. Распределение PGE в гарцбургитах (А, Б), ортопироксенитовых (В) и вебстеритовых (Г) жил Эгийнгольского массива.

А – Распределение PGE в гарцбургитах Западного и Восточного блоков находящихся на удалении от области развития пироксенитовых жил; Б – гарцбургиты Восточного блока находящиеся вблизи или на контакте с пироксенитами; В – распределение PGE в ортопироксенитовых жилах; Г – распределение PGE в вебстеритовых жилах; Серым полем показаны преддуговые перидотиты New Caledonia [Xu, Liu, 2019]. Оранжевый спектр – бонинит офиолита Троодос [Büchl et al., 2002]. Желтой линией показан состав примитивной мантии (PM) по [Becker et al., 2006]. Все значения нормированы к хондриту C1 по [Sun, McDonough, 1989].

Тогда как в гарцбургитах находящихся вблизи или на контакте с пироксенитовыми жилами (см. рис. 6.4-1 Б) наблюдается значительное увеличение содержаний Re до 0.001-0.02 уровней C1, Pd показывает как более высокие, так и более низкие значения. Отношение Os/Pt варьирует от 0.6 до 1.2, уровень содержания IPGE идентичен таковому для гарцбургитов на удалении и соответствует уровню в PM и наиболее обогащенных перидотитов New Caledonia.

Для ортопироксенитовых жил характерно падение нормированных содержаний тугоплавких IPGE (0.00002-0.003 уровней C1) и небольшое нарастание PPGE и Re относительно контактирующих гарцбургитов (0.00004-0.03 уровней C1, см. рис. 6.4-1 В). Такие же тенденции присутствуют и вебстеритах, где еще больше возрастают содержания легкоплавких платиноидов и Re (0.0002-0.01 уровней C1, см. рис. 6.4-1 Г), а содержание тугоплавких еще больше снижается до 0.0002-0.001 содержаний C1. Отношение Os/Pt в пироксенитах падает до 0.04-0.002, и только в маломощных ортопироксенитовых жилах сохраняется на уровне ~0.65. В результате чего, наблюдается «расплавоподобный» вид спектра распределения PGE+Re, как например показанный для высоко-Ca бонинитов офиолита Троодос [Büchl et al., 2002].

Степень фракционирования PGE отражает степень частичного плавления, коэффициенты распределения для PGE и Re падают в ряду Os→Ir→Ru→Pt→Pd→Re. Поэтому повышенные содержания PPGE и Re в контактирующих гарцбургитах могут быть признаком относительно меньших степеней плавления, чем у гарцбургитов Западного блока и гарцбургитов на удалении от области развития пироксенитовых жил (Восточный блок), или же такие высокие содержания PPGE + Re могут быть обусловлены более поздними процессами их добавления в результате взаимодействия перидотитов с просачивающимся расплавом.

Хотя считается, что распределение PGE и высоко сидерофильных элементов (HSE) контролируется сульфидной системой, есть основания полагать, что это не совсем верно в случае Re. Рений является наиболее литофильным среди HSE и при некоторых условиях может входить в некоторые силикатные минералы [Mallmann, O'Neill, 2007]. Более того, поведение рения сильно зависит от окислительно-восстановительной обстановки в мантии на что влияют фугитивность серы и кислорода [Brenan, 2008; Mallmann, O'Neill, 2007]. Экспериментально определенные коэффициенты сульфидно-силикатного распределения для рения могут изменяться в пределах трех порядков в зависимости от условий эксперимента [Brenan, 2008; Fonseca et al., 2007]. Экстраполировать эти данные экспериментов на процессы плавления которые происходят при высоких РТ параметрах весьма сложно, ввиду сильного влияния давления на растворимость серы в силикатных расплавах. Всё это может приводить к относительной совместимости рения (близкой к таковой у IPGE) во время этапа частичного плавления перидотитов, в то время как PPGE будут оставаться несовместимыми [Ballhaus et al., 2006; Brenan, 2008]. Однако, Re может быть также добавлен после этапа частичного плавления при метасоматических преобразованиях пород гидротермальными растворами [Luguet et al., 2003; Snow, Reisberg, 1995], в данном случае инкорпорация Re будет происходить в силикатные минералы перидотитов. Добавка Re также может быть вызвана процессом взаимодействия перидотит - расплав, как это было показано для перидотитов Lesotho [Pearson et al., 2004]. В этом случае предполагается, что во время взаимодействия с расплавом происходит фракционирование

сульфидов с большим содержанием Re из расплава при изменяющихся параметрах фугитивности серы и кислорода.

Более детально изменение уровней и формы распределения PGE рассматривается в рамках геологических обнажений, как это было сделано в главе 5.4, где есть контакты пироксенитовых жил и перидотитов. Форма распределения PGE в них изменяется последовательно, как в ряду гарцбургит -пироксенитовая жила, так и между пироксенитовыми жилами в рамках одного обнажения, в зависимости от мощности и минерального состава (от ортопироксенитов к вебстеритам).

Кроме того, обнаруживается корреляция между изотопным составом кислорода в минералах жил и распределением PGE по породе, изотопный состав кислорода минералов и породы в целом приведены в табл. 6.4-2.

**Таблица 6.4-2.** Изотопный состав кислорода орто- и клинопироксена пироксенитовых жил Эггингольского массива.

Т.н.	№ пробы	Порода	Мощность жилы (см)	Количество (об. %)		$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	
				Opх	Срх	Opх	Срх
MP13-01	M11-76/2	Opхt	~130	90.5	4.5	6.0	-
	MP13-01/7	Opхt				6.0	-
MP13-08	MP13-08/5-1	Web	30	34.0	56.0	6.3	6.8
MP13-10	M11-51	Opхt	<2	91.5	-	5.5	-
	MP13-10	Opхt	~10	94.0	2.0	5.8	-
MP13-15	MP13-15	Web	15	37.0	60.5	6.4	6.2
	MP13-15/1	Web	20	17.0	82.0	-	6.2
MP13-16	MP13-16	Opхt	15	89.0	4.0	6.5	-
	MP13-16/1	Web	40	69.5	27.5	6.5	-
MP13-23	MP13-23/2	Web	>15	71.5	28.5	6.1	6.3
MP13-25	MP13-25/1	Opхt	35	90.0	4.0	6.4	-
-	D1	Bon	-	-	-	-	5.8
-	D2	Bon	-	-	-	-	5.9
-	D3	Bon	-	-	-	-	5.7

Примечание: Результаты измерений  $\delta^{18}\text{O}$  даны в отношении к международному стандарту VSMOW. Opхt – ортопироксенит, Web – вебстерит, Bon – бонинит (обр. D1-D2 – бониниты Баянгольской аккреционной призмы). Количественно-минеральное соотношение орто- и клинопироксена и мощность пироксенитовых жил взяты из табл. 5-1.

Обнажение MP13-10, представляет из себя сосредоточение ортопироксенитовых жил разной мощности с крайне низким содержанием в них клинопироксена. Кроме того, пироксениты данной области характеризуются наиболее близкими составами слагающих их минералов к составу минералов надсубдукционных перидотитов, а также составу окружающих их гарцбургитов (см. рис. 5.1-1Б, рис. 5.1-2А и Б, рис. 5.1-4, рис. 5.3-1, рис. 5.3-2). Контактующие

гарцбургит и маломощный (< 2см) ортопироксенитовый прожилок имеют близкие уровень и форму распределения PGE (рис. 6.4-2 А). При этом содержание тяжелого изотопа кислорода в ортопироксене данного прожилка показывает самые низкие, характерные для реститовых перидотитов, значения, среди Эгийнгольских пироксенитов. В более мощной жиле ортопироксенита (~10 см) содержание и форма распределения PGE значительно меняется, как и заметно подрастает содержание тяжелого изотопа кислорода до 5.8 ‰, но еще остается в пределах мантийных значений характерных для перидотитов – 5.1-5.9 ‰ [Boschi et al., 2008; Matthey et al., 1994].

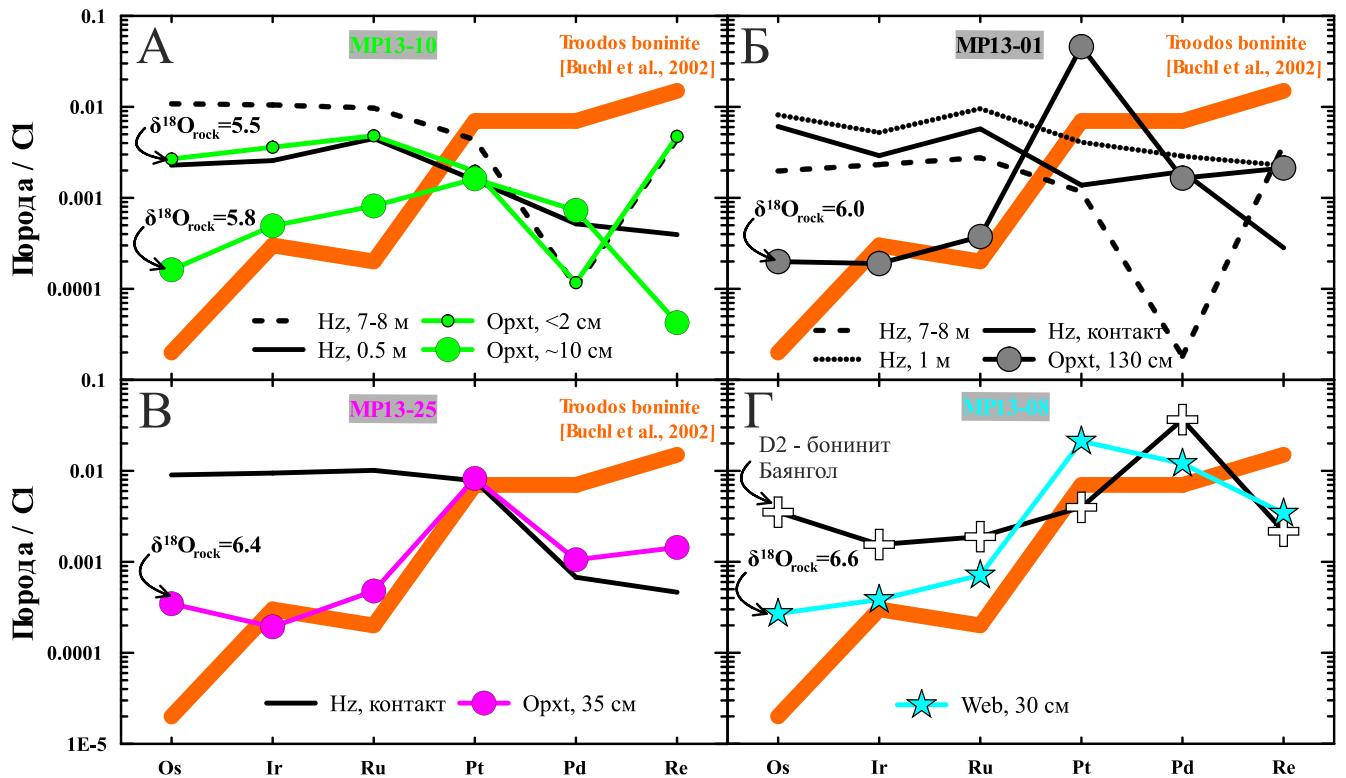


Рис. 6.4-2. Распределение PGE в перидотитах и пироксенитовых жилах с привязкой к точкам наблюдения в обнажениях Эгийнгольского массива.

А – обнажение MP13-10, в разрезе присутствует множество ортопироксенитовых жил разной мощности, на рисунке представлена две жилы мощностью <2 и ~10 см с малым количеством Crx (< 2 об. %), также представлены составы перидотитов с различного удаления от жил; Б – обнажение MP13-01, в разрезе присутствует самая мощная ортопироксенитовая жила (~130 см, Crx ~4.5 об. %), перидотиты брались на различном удалении от нее; В – обнажение MP13-25, контакт перидотита и ортопироксенитовой жилы (35 см), количество Crx ~4 об. %; Г – обнажение MP13-08, область проявления вебстеритовых жил, на рисунке жила мощностью 30 см и обр. № D2 – бонинит Баянгольской аккреционной призмы; Hz – гарцбургит, Opxt – ортопироксенит, Web – вебстерит. На диаграммы для сравнения также нанесен спектр высоко-Ca бонинита из офиолита Троодос [Büchl et al., 2002]. Все значения нормированы к хондриту C1 по [Sun, McDonough, 1989].

В других обнажениях, где присутствуют ортопироксенитовые жилы бóльшей мощности (см. рис. 6.4-2 Б, MP13-01 ~130 см; см. рис. 6.4-2 В, MP13-25 35 см) наблюдаются несколько иная

картина. Они характеризуются бóльшим смещением составов слагающих их минералов в сторону составов бонинитов Троодоса и Баянгольской аккреционной призмы (см. рис. 5.1-1 А, рис. 5.1-2 А и Б, рис. 5.1-4, рис. 5.3-1, рис. 5.3-2) чем минералы из разреза МР13-10. Кроме того, здесь наблюдаются изменения в распределении PGE вмещающих гарцбургитов в зависимости от удаления от самой жилы (см. рис. 6.4-2 Б, В). Так, в обнажении МР13-01 на удалении 7-8 м спектр распределения PGE имеет деплетированный характер, а уже при приближении к жиле сначала резко растет содержание Pd, а на контакте слегка начинает падать содержание тугоплавких Os-Ru. Подобным образом ведет себя состав гарцбургита на контакте с ортопироксенитовой жилой в разрезе МР13-25 (см. рис. 6.4-2 В), где наблюдается повышение содержания легкоплавких и понижение тугоплавких PGE. При этом, форма распределения PGE самих ортопироксенитовых жилы также характеризуются бóльшими изменениями в составе чем 10 см жила из обнажения МР13-01. Одновременно с этим, заметно увеличивается содержание тяжелого изотопа кислорода до 6.0 и 6.4 ‰ в ортопироксенитовых жилах МР13-01 и МР13-25 соответственно.

Составы минералов из вебстеритов Эгийнгола демонстрируют еще бóльшую сходимость с таковыми из бонинитов Троодоса и Баянгола (см. рис. 5.1-1 В и Г, рис. 5.1-2 В, рис. 5.1-4, рис. 5.3-1, рис. 5.3-2). В вебстеритах увеличение клинопироксена в породе также коррелирует с изменением распределения PGE по породе и утяжелением изотопа кислорода  $^{18}\text{O}$  в минералах, что например видно в обнажении МР13-08 (см. рис. 6.4-2 Г). Здесь распределение PGE в вебстерите практически полностью соответствует спектру PGE высоко-Са бонинита из офиолита Троодос [Büchl et al., 2002]. А содержание тяжелого изотопа кислорода в орто- и клинопироксене достигает 6.3 и 6.8 ‰ соответственно (средневзвешенное значение для породы 6.6 ‰), что уже не укладывается в поле значений для мантийных пород [Mattey et al., 1994]. Для одного из образцов бонинитов Баянгольской аккреционной призмы были также определены содержания PGE и Re (см. рис. 6.4-2 Г), данный спектр отличается более высоким содержанием Pd и более высокими IPGE относительно состава бонинитов Троодоса.

Известно, что в перидотитах суммарное (общее) количество PGE + Re обеспечивается за счет МПГ, хромшпинели и силикатных минералов самих перидотитов. Хромшпинель и оливин, при этом, содержат IPGE + Pt на 1-2 порядка больше чем пироксены [Luguet et al., 2007], однако, интерстициальные МПГ обеспечивают до 70% всего бюджета PGE, в более обедненных перидотитах (> 25% частичного плавления) это значение может падать до 50%. Таким образом, при ассимиляции оливина и хромшпинели при взаимодействии с просачивающимся расплавом содержание IPGE в образующихся пироксенитах будет падать, а содержание PPGE + Re наоборот расти – что и наблюдается в исследуемых пироксенитовых жилах (см. рис. 6.4-2). Подобный процесс также был показан в рефертилизированных перидотитах массива Лерц [Lorand et al., 2010].

Такие последовательные (от перидотитов к ортопироксенитам и далее вебстеритам) изменения в составе пироксенитовых жил и слагающих их минералов, а также контактирующих с жилами гарцбургитов свидетельствуют о постепенной трансформации перидотитового субстрата и образовании на его месте пироксенитовых жил с геохимическими характеристиками близкими к бонинитовым.

Кроме перидотитов и пироксенитов содержания PGE были определены в двух образцах хромититов Эгийнгола (см. табл. 6.4-1). Как было показано ранее (см. глава 4.3 «Хромитовое оруденение») в хромшпинелидах хромититов присутствуют минералы платиновой группы (МПГ) подгруппы иридия их сульфиды и сульфоарсениды никеля. Самородные МПГ представлены Ru-Ir-Os сплавом, их сульфиды и сульфоарсениды – лауритом, лаурит-эрлихманитом, иридистым руарситом, сульфиды и сульфоарсениды Ni – миллерит и вожминит. Преобладание МПГ иридиевой подгруппы над МПГ платиновой отражается в спектре распределения PGE по породе в целом. Наблюдается двукратное увеличение содержаний тугоплавких элементов над легкоплавкими, подобная картина характерна для подиформных хромититов Кемпирсая (рис. 6.4-3).

Отсутствие в хромититах МПГ подгруппы платины, их сульфидов и сульфоарсенидов, а также форма распределения ЭПГ в хромититах, характерная для реститовых перидотитов, по-видимому, связано с реликтовой природой самих МПГ, которые формировались на стадии деплетирования перидотитов сингенетично с хромититами. Подобные находки реликтовых МПГ были описаны для обедненных абиссальных перидотитов разлома Кейна [Luguet et al., 2007] и для рефертилизированных перидотитов массива Лерц [Lorand et al., 2010]. Как было показано выше, исходя из состава хромшпинелидов хромититов можно оценить состав родоначального расплава по известным уравнениям [Maurel, Maurel, 1982]. И, согласно этим уравнениям, состав родоначального расплава отвечает бониниту (см. рис. 5.1-4). Сходные бонинитовые расплавы были предложены как родоначальные для хромититов Кемпирсая – Казахстан [Melcher et al., 1997], которые также относятся к подиформному типу и высоко-Cr подтипу хромититов. Высоко-Cr хромититы обычно формируются ниже границы мантия – кора при взаимодействии высоко-Si и низко-Ti субдукционных расплавов с деплетированными перидотитами – гарцбургитами и при возможном участии водонасыщенного флюида [Melcher et al., 1997].

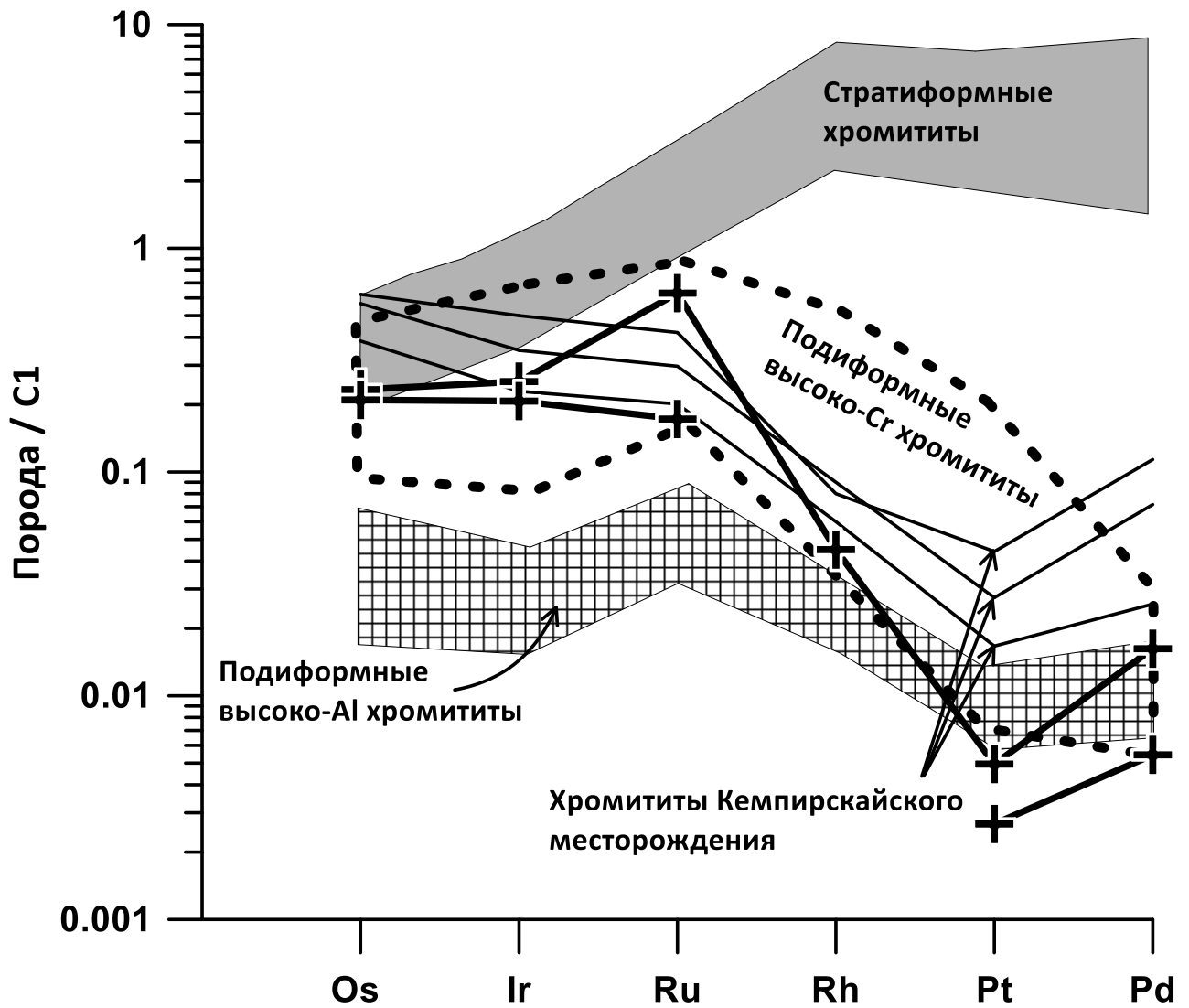


Рис. 6.4-3. Распределение PGE в образцах хромититов (MX11-04 и MX08)

На диаграмму для сравнения нанесены поля стратиформных хромититов, подиформных высокохромистых и высокоалюминиевых хромититов [González-Jiménez et al., 2014], а также хромититы из Кемпирсайского месторождения [Melcher et al., 1999]. Все значения нормированы к хондриту C1 по [Sun, McDonough, 1989].

Изотопия кислорода. Изотопное отношение кислорода в пироксенитах Эгийнгольского массива варьирует от 5.5 до 6.5 ‰ в ортопироксенах и от 6.2 до 6.8 ‰ в клинопироксенах (см. табл. 6.4-2). Корреляция между  $\delta^{18}\text{O}$  минералов и ППП образцов отсутствует. При температурах  $\sim 1400$  °C фракционирование изотопных отношений кислорода между ортопироксеном и клинопироксеном ( $\Delta^{18}\text{O}_{\text{орх-срх}}$ ) должно составлять не более +0.1 ‰ [Deines, Haggerty, 2000]. В вебстерите MP13-15 ортопироксен можно считать равновесным с клинопироксеном по изотопному составу кислорода, т.к.  $\Delta^{18}\text{O}_{\text{орх-срх}} = +0.2$  ‰ (ошибка анализа содержания изотопов кислорода может достигать 0.1 ‰). Однако, в вебстеритах MP13-23/2 и MP13-08/5-1 равновесия не наблюдается, в них  $\Delta^{18}\text{O}_{\text{орх-срх}}$  составляет -0.2 ‰ и -0.5 ‰, соответственно (см. табл. 6.4-2).

В орто- и клинопироксенах  $\delta^{18}\text{O}$  в большей части ортопироксенитов находится в пределах мантийного интервала, в то время как в вебстеритах оно выше. Все проанализированные пироксены вебстеритов обогащены тяжелым изотопом кислорода по сравнению с пироксенами (от +5.39 до +6.10 ‰ для Орх, от +5.25 до +5.9 ‰ для Срх) мантийных перидотитов [Mattey et al., 1994].

Изотопный состав кислорода в Эгийнгольских пироксенитах был рассчитан по изотопному составу пироксенов и модальному составу пород (см. табл. 6.4-2). В ортопироксенитах для клинопироксенов были взяты значения  $\delta^{18}\text{O}$  в соответствии с величиной изотопного фракционирования равновесных орто-и клинопироксенов в условиях мантии [Deines, Haggerty, 2000]. Это допущение не сильно влияет на расчет, так как количество клинопироксена в этих породах составляет первые проценты.  $\delta^{18}\text{O}$  в ортопироксенитах варьирует от 5.5 ‰ до 6.4 ‰, в вебстеритах – от 6.2 до 6.6 ‰, то есть возрастает в ряду ортопироксенит – вебстерит, минимальные значения в ортопироксенитах соответствуют изотопному составу мантийных перидотитов (рис. 6.4-4). Это может быть обусловлено разной степенью влияния просачивающихся через перидотиты расплавов с высоким  $\delta^{18}\text{O}$ .

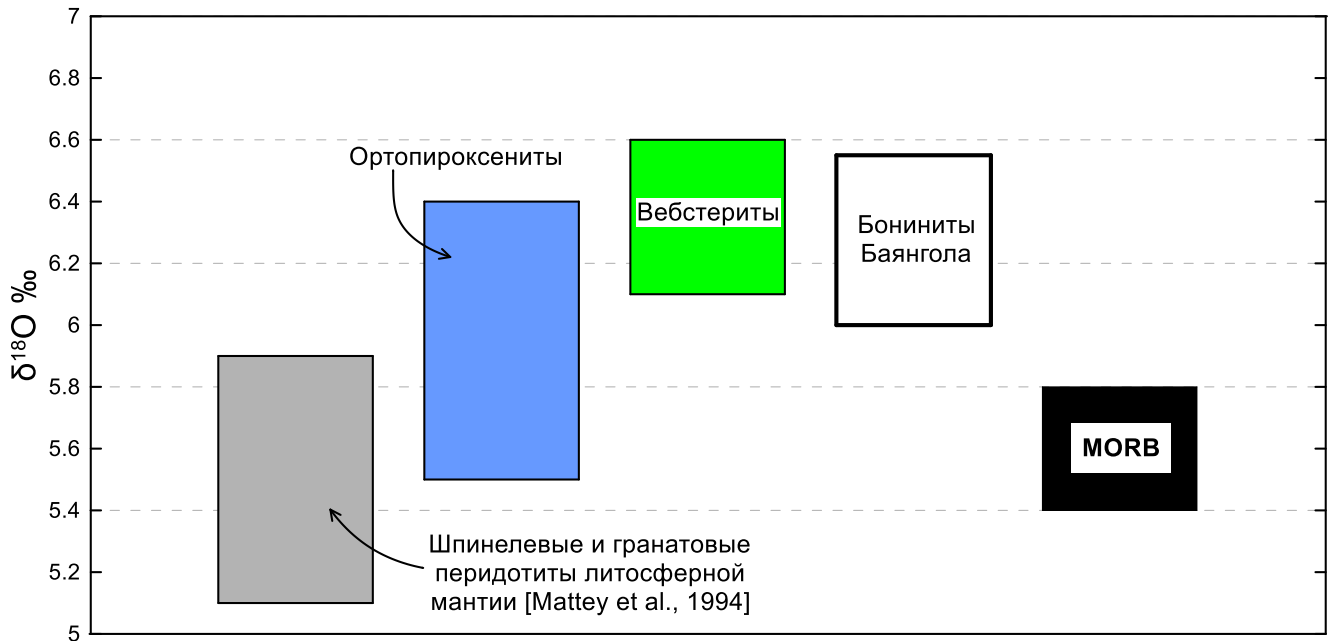


Рис. 6.4-4. Распределение  $\delta^{18}\text{O}$  в пироксенитовых жилах Эгийнгола в сравнении с мантийными перидотитами, MORB и бонинитами Баянгольской аккреционной призмы.

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  шпинелевых перидотитов литосферной мантии взяты из [Mattey et al., 1994], базальтов COX (MORB) из [Eiler et al., 2000; Eiler, 2001].

Базальты срединно-океанических хребтов характеризуются изотопным отношением кислорода в узком интервале 5.4-5.8 ‰ [Eiler et al., 2000; Eiler, 2001]. Для бонинитов наблюдается недостаток данных  $\delta^{18}\text{O}$ . Есть лишь три анализа  $\delta^{18}\text{O}$  в оливинах бонинитов, выполненных методом лазерного фторирования [Eiler et al., 2000]. В более ранних работах минералы из



бонинитов анализировались классическим методом фторирования [Kyser et al., 1986], который дает значительный разброс  $\delta^{18}\text{O}$  по сравнению с более точным и используемым в настоящее время методом лазерного фторирования [Mattey et al., 1994]. Поэтому данные из ранних работ не рассматриваются. Кроме того, у нас есть собственные неопубликованные данные по изотопному составу кислорода в клинопироксеновых вкрапленниках из бонинитов Джидинской зоны, в которой расположен Эгийнгольский массив (см. табл. 6.4-2 обр. № D2). Рассчитанные  $\delta^{18}\text{O}$  бонинитов по оливинам и клинопироксенам с использованием величин  $\Delta^{18}\text{O}_{\text{расплав-ол}} = 0.79$  и  $\Delta^{18}\text{O}_{\text{расплав-срх}} = 0.4$  [Eiler et al., 2000] показывают довольно высокие значения 6-6.55 ‰. Высокое  $\delta^{18}\text{O}$  в бонинитах может быть обусловлено влиянием субдукционных флюидов или расплавов, обогащенных тяжелым изотопом кислорода. Проведенное в работе [Eiler et al., 2000] моделирование показало, что добавление 2.5% субдукционного компонента корового происхождения с  $\delta^{18}\text{O} = 20$  ‰ обеспечивает в бонинитах изотопное отношение кислорода  $\sim 6.45$ -6.55‰. Оно, вероятно, может быть и выше в результате большей доли субдукционного компонента или более высокого  $\delta^{18}\text{O}$  в нем.

Поскольку вторичные изменения пироксенитов носят ограниченный характер (см. глава 5.5), то повышение значений  $\delta^{18}\text{O}$  в пироксенах могло быть вызвано только участием расплавов с высокими величинами  $\delta^{18}\text{O}$ , что привело к изотопно-кислородному сдвигу в изучаемых пироксенитах. Подобный процесс, например, наблюдается в реакционных ортопироксен-плагиоклазовых жилах, которые образуются при реакции перидотитов мантийного клина с Si-насыщенными расплавами, что приводит к увеличению  $\delta^{18}\text{O}$  в ортопироксенах с мантийных значений до 7-9.5 ‰ [Dallai et al., 2019]. Очевидно, что расплавы, ответственные за формирование пироксенитов Эгийнгольского массива, обогащены тяжелым изотопом кислорода и могут быть бонинитами (см рис. 6.4-4). Установленная изотопная неравновесность орто- и клинопироксена может быть связана с неполным равновесием пироксенов с расплавом, неоднократным просачиванием расплава и большей скоростью диффузии для клинопироксена, по сравнению с ортопироксеном.

Изотопия Re-Os. Как уже было замечено выше, среди перидотитов Эгийнгольского массива есть гарцбургиты, образовавшиеся в результате частичного плавления и, видимо, не затронутые или слабо затронутые последующими модификациями при просачивании расплавов и образованием пироксенитовых жил. Эти породы располагаются на значительном удалении от пироксенитовых жил, характеризуются низким содержанием алюминия – менее 2,5 мас. % (рис. 6.4-5А – черные кружки), рения и низким слаборадиогенным отношением  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{(t=0)}$  (0.11938-0.12312, рис. 6.4-5, см. табл. 6.4-1) и  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{(t=0)}$  (0.00691-0.23554, см. рис. 6.4-5 Б, см. табл. 6.4-1). Корреляция изменения отношения  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  и  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  для данных образцов не позволяет рассчитать единый тренд в изохронных координатах, наклон которого соответствовал

бы возрасту формирования реститовых перидотитов. На всех диаграммах гарцбургиты занимают промежуточное положение между составами примитивной верхней мантии (PUM) [Snow, Reisberg, 1995] и надсубдукционными перидотитами симаунтов Conical и Torishima [Parkinson, Pearce, 1998] и лежат на тренде плавления перидотитового субстрата (пунктирная линия). Кроме того, расчет модельных возрастов этих образцов дает близкие и самые древние модельные возраста для пород массива –  $T_{MA}$  ( $1285 \pm 2 - 1377 \pm 1$  млн. лет) и  $T_{RD}$  ( $1256 \pm 2 - 1312 \pm 1$  млн. лет) – см. табл. 6.4-1.

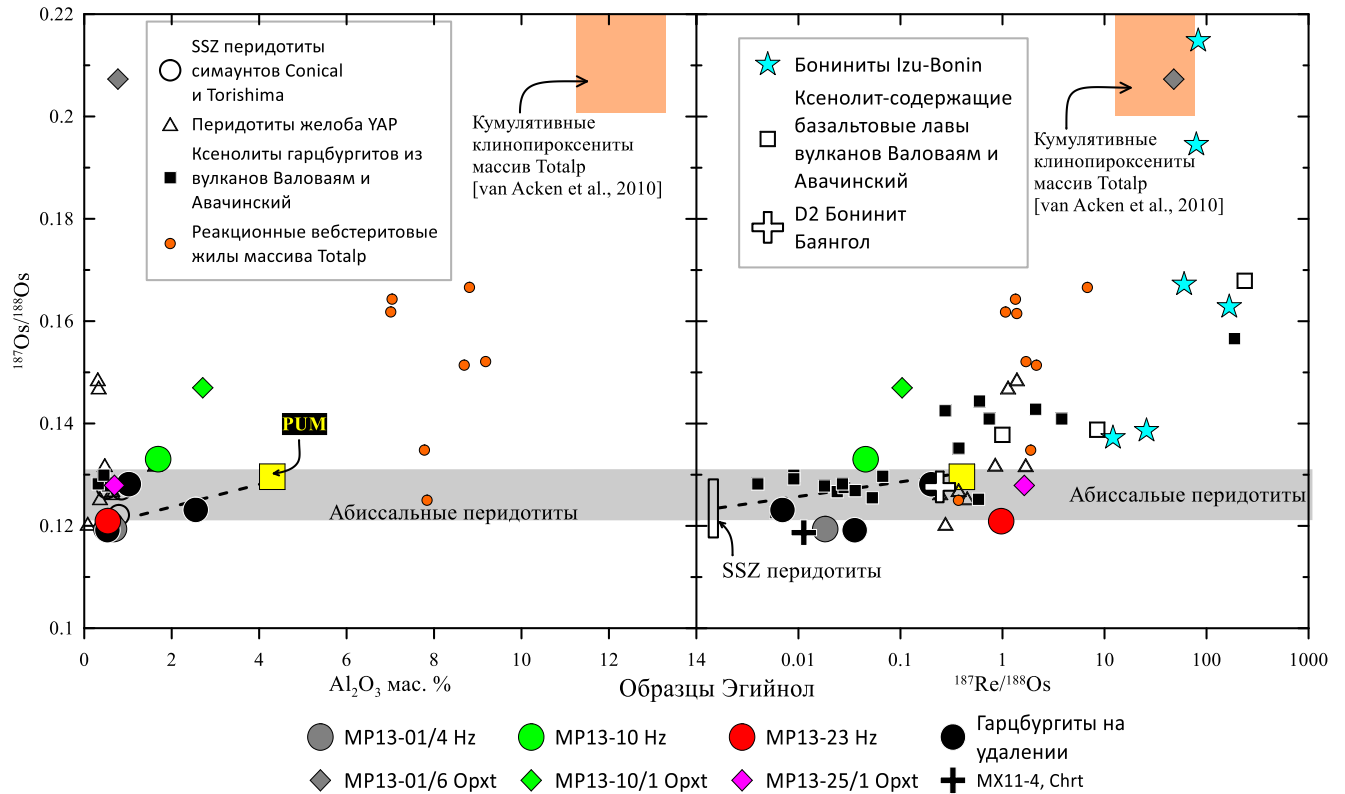


Рис. 6.4-5. Изотопные отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ,  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  и содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в пироксенитовых жилах, контактирующих гарцбургитах и перидотитах на удалении от области развития пироксенитовых жил.

Контактирующие образцы гарцбургит – пироксенит (MP13-01/4 и MP13-01/6, MP13-10 и MP13-10/1) отмечены одним цветом, образцы MP13-23 (гарцбургит) и MP13-25/1 (ортопироксенит) взяты из разных точек наблюдения, однако обр. № MP13-23 также контактируют с пироксенитовой жилой. Перидотиты, находящиеся на удалении от развития пироксенитовых жил, отмечены черными кружками. Hz – гарцбургит, Opht – ортопироксенит, Chrt – хромитит. На диаграммы также нанесены составы надсубдукционных (SSZ) перидотитов Conical и Torishima [Parkinson, Pearce, 1998]; перидотитов желоба YAP [Chen et al., 2019]; ксенолитов гарцбургитов из вулканов Авачинский, Валоваям, а также ксенолит-несущие лавы базальтоидов из этих вулканов [Widom et al., 2003]; бонинитов из Идзу-Бонин-Марианской системы [Senda et al., 2016]; реакционных вебстеритовых жил из ультрамафитового массива Totalp [Acken van et al., 2010]. Оранжевым полем показаны часть составов кумулятивных клинопироксенитов массива Totalp [Acken van et al., 2010]. Состав примитивной верхней мантии (PUM) и диапазон значений для абиссальных перидотитов взяты из [Snow, Reisberg, 1995].

Часть гарцбургитов, находящихся вблизи или непосредственно на контакте с пироксенитовыми жилами, имеют такой же уровень содержания алюминия (см. рис. 6.4-5 А – красный, зеленый и серый кружки), однако, заметно обогащены радиогенным Os ( $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{(t=0)} = 0.12092-0.12814$ , рис. см. рис. 6.4-5 А), особенно обр. МР13-10 Нз (зеленый кружок), и/или Re ( $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{(t=0)} = 0.01829-0.97093$  см. рис. 6.4-5 Б), особенно обр. МР13-23. В этих образцах также наблюдается обогащение РРГЕ + Re (см. рис. 6.4-2), что указывает на добавку радиогенных Re и Os при взаимодействии с расплавом, поэтому модельные возраста для этих образцов смещаются в область отрицательных значений.

Пироксенитовые жилы характеризуются значительно более высокими радиогенными отношениями  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{(t=0)}$  (0.12791-0.20730) и  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{(t=0)}$  (0.10381-47.74335) сравнительно с вмещающими гарцбургитами и составом примитивной мантии (см. рис. 6.4-5, обр. МР13-01/6, МР13-10/1, МР13-25/1). Высокие отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  и  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  также не позволяют адекватно охарактеризовать возрастные оценки пироксенитов.

Пересчитанные на возраст 560 млн. лет., предполагаемый возраст формирования офиолитовых ассоциаций Джидинской зоны [Гордиенко и др., 2015; Елбаев и др., 2018], отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}(i)$  в образцах Эгийнгола характеризуются различной величиной смещения от  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  отношения (см. табл. 6.4-1). В гарцбургитах эта разница не превышает 0.0009, тогда как в пироксенитовых жилах начальное отношение  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}(i)$  падает значительно ниже и становится даже отрицательным (обр. МР13-01/6, см. табл. 6.4-1). Такое поведение говорит о том, что изотопный состав образцов пироксенитов был нарушен после их формирования.

Вариации в изотопном составе гарцбургитов находящихся на удалении от пироксенитовых жил и на контакте с ними находят подобие с таковыми для перидотитов желоба Уар [Chen et al., 2019] (на рис. 6.4-5 черные треугольники) и гарцбургитовых ксенолитов из вулканов Курило-Камчатской островодужной системы [Widom et al., 2003] (на рис. 6.4-5 черные квадраты). Предполагается, что первые (перидотиты желоба Уар) получили настоящие изотопные сигнатуры вследствие сложной тектонической эволюции, где блоки более древней литосферы, испытавшие эпизод частичного плавления ~1 млрд. лет назад, были подвергнуты процессу рефертилизации расплавами и флюидами в задуговой области. В то время как более радиогенные изотопные сигнатуры гарцбургитовых ксенолитов из вулканов Камчатки обусловлены их взаимодействием с ксенолит-несущими базальтовыми расплавами (на рис. синие кресты). Т.е. в обоих случаях значительное повышение радиогенных Os и Re в перидотитах авторами этих работ связывается с их взаимодействием с расплавами, где отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  и  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  значительно выше.

Однако, массоперенос Re в некоторой степени может быть также связан со вторичными процессами, в частности – гидротермальными преобразованиями гарцбургитов, как это было

показано для абиссальных перидотитов [Luguet et al., 2003; Snow, Reisberg, 1995]. Содержание Re в гарцбургитах на удалении и на контакте с жилами значительно меньше (0.006-0.183 ppb см. табл. 6.4-1), чем в составе примитивной мантии (0.34 ppb), кроме обр. № MP13-23S (0.43 ppb, см. табл. 6.4-1). Кроме того, гидротермальные изменения перидотитов обычно сопровождаются значительным повышением подвижных в водной среде элементов – U, Pb и Sr, но обр. № MP13-23S напротив демонстрирует одни из самых низких содержаний этих элементов (U – 0.002 ppm, Pb – 0.802 ppm, Sr – 0.66 ppm, см. табл. 6.2-1) по сравнению с остальными перидотитами (U – 0.003-0.013 ppm, Pb – 0.6-1.19 ppm, Sr – 0.73-11.8 ppm, см. табл. 6.2-1). Также не обнаруживается корреляции высокого содержания Re в образце и со степенью серпентинизации гарцбургитов, потери при прокаливании в обр. MP13-23 составляет 15.02 мас. %, а в остальных гарцбургитах варьирует от 12.21 до 15.6 мас. % (см. табл. 6.1-1). Таким образом, добавка радиогенного рения в образцах гарцбургитов на контакте с пироксенитовыми жилами не может быть связана с гидротермальными преобразованиями пород, а была вызвана процессом взаимодействия перидотит-расплав.

Более консервативное увеличение отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  в сравнении с  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  в контактирующих гарцбургитах, по-видимому, связано со значительным содержанием Os в перидотитах относительно метасоматизирующего агента. Так Widom с соавт. [2003] в обычной двухкомпонентной модели смешения показали, что чтобы повысить  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  в неметасоматизированном гарцбургите с 0.1226 до 0.1299 (при содержании Os в перидотите ~ 2 ppb) необходимо взаимодействие с флюидом в пропорциях 10-20 % гарцбургита + 80-90 % метасоматизирующего флюида, при этом содержание Os во флюиде составляет ~ 0.01 ppb, а отношение  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  ~ 0.2 по данным [Hart et al., 1999]. Содержание Os в гарцбургитах Эггингола варьирует в пределах 0.6-5.3 ppb (см. табл. 6.4-1), а максимальные значения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  достигают 0.13303, т.е. метасоматизирующий агент должен содержать больше Os в целом и/или иметь значительно более высокое отношение  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ , чем предложенный [Hart et al., 1999]. Содержание осмия в бонинитах может варьировать в широких пределах – от 0.9 ppb в бонинитах Троодоса [Büchl et al., 2002] до 50 ppb как это было показано для бонинитовых лав Идзу-Бонинской островодужной системы [Senda et al., 2016], а  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  может возрасти вплоть до ~ 0.22 (см. рис. 6.4-5 Б). Таким образом, сценарий, где происходит взаимодействие перидотитов Эггингольского массива с просачивающимися расплавами является более предпочтительным.

В отличие от гарцбургитов, в пироксенитовых жилах изотопные отношения Re и Os варьируют в более широких пределах (см. рис. 6.4-5), что также характерно для пироксенитов из массива Totalp [Asken van et al., 2010]. Образование пироксенитовых прослоев в массиве Totalp, по мнению авторов, происходило двумя путями, вебстериты образовались в результате реакции недосыщенных кремнием расплавов с вмещающими перидотитами, получаемыми при плавлении

субдуцирующей древней океанической коры, а клинопироксениты представляют собой кумуляты данных расплавов. На это также указывают их изотопные характеристики, в вебстеритах массива Totalp  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  варьирует от 0.125 до 0.166, а  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  от 0.37 до 6.79, что очень близко по значениям для ортопироксенитовых жил Эгийнгола (обр. №№ MP13-25/1 и MP13-10/1, см. рис. 6.4-5). Клинопироксениты массива Totalp, напротив, демонстрируют значительно более радиогенные отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  (0.215-2.47) и  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  (15.2-77/4), к таким составам наиболее близка самая мощная (~ 1 м) ортопироксенитовая жила MP13-01/6 (см. рис. 6.4-5). Существенный разброс изотопных отношений Re и Os в вебстеритах и клинопироксенитах Totalp отражают различную степень взаимодействия перидотит-расплав или его отсутствия (в случае с клинопироксенитовыми жилами), что может быть верным и для пироксенитовых жил Эгийнгола. Высокие изотопные отношения Re-Os в целом характерны для островодужных расплавов ввиду соответствующих коэффициентов распределения, такие же значения можно наблюдать в бонинитах Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы [Senda et al., 2016] (см. рис. 6.4-5).

Следует заметить, что образец хромитита MX11-4 имеет относительно невысокие отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  и  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  (см. рис. 6.4-5 Б) и по изотопному составу близок перидотитам Эгийнгола, что косвенно подтверждает гипотезу о наследовании МПГ (основных концентраторов PGE) из перидотитов. Образец бонинита D2 из Баянгольской аккреционной призмы характеризуется умеренными для бонинитов изотопными отношениями и близок по составу к примитивной мантии, как и остальные контактирующие пары гарцбургит – пироксенит Эгийнгола (см. рис. 6.4-5 Б), за исключением образца MP13-01/6. Однако, как показывают составы бонинитов Идзу-Бонинской островодужной системы изотопные отношения Re и Os могут варьировать в них в довольно широких пределах.

Таким образом, можно проследить как меняется изотопный состав от перидотитов, испытавших только этап частичного плавления, до перидотитов рефертилизированных просачивающимся расплавом и к образованным на их месте пироксенитовым жилам.

Согласно распределению элементов платиновой группы и изотопии Re-Os по породе и изотопии кислорода в минералах пироксенитовых жил удалось установить следующее:

1. Из возможных моделей образования пироксенитов Эгийнгола исключается модель формирования путем кристаллизации расплавов *in situ* образованных при частичном плавлении окружающих гарцбургитов, как это, например, предлагается для пироксенитов из перидотитового массива Valmuccia [Voshage et al., 1988]. Большие различия в отношениях  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  и  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  между перидотитами и пироксенитами указывают на невозможность такой взаимосвязи.

2. Согласно распределению PGE пироксенитовые жилы представляют собой продукты взаимодействия перидотит-расплав. Такой вывод можно сделать в соответствии с изменением характера распределения PGE с «перидотитоподобной» в тонких ортопироксенитовых жилах до «бонинитоподобной» в мощных вебстеритовых жилах. В случае если бы пироксенитовые жилы являлись простыми кумулятами просачивающихся расплавов, то они бы отражали состав самого расплава и были бы сильно обеднены в части тугоплавких PGE.
3. Обогащение тяжелым изотопом кислорода в ряду перидотит – ортопироксенит – вебстерит может отражает последовательное формирование сначала ортопироксенитов и затем вебстеритов из перидотитов в результате просачивания бонинитоподобных расплавов. С этим выводом согласуются и петрографические наблюдения, и особенности петрогенного состава пироксенов. Начало этого процесса фиксируется в тонких ортопироксенитовых прожилках. Многократная фильтрация расплава по ранее сформировавшимся ортопироксенитовым прожилкам приводит к изменению их состава и приближению равновесия с расплавом.
4. Расчет модельных возрастов реститовых гарцбургитов Западного блока, не затронутых процессом образования пироксенитовых жил составляют –  $T_{MA}$  ( $1285 \pm 2$  –  $1377 \pm 1$  млн. лет) и  $T_{RD}$  ( $1256 \pm 2$  –  $1312 \pm 1$  млн. лет) и, соответственно, предполагают мезопротерозойский этап плавления мантии.

## Глава 7. Интерпретация состава микровключений в хромшпинелидах пироксенитовых жил

Исследование разного рода включений (минеральные, расплавные и/или флюидные) в минералах позволяет получить важную генетическую информацию. В случае изучения состава расплавных включений становится возможным напрямую получить состав расплава, из которого растет минерал-хозяин, а также установить термодинамические параметры такой кристаллизации. Минеральные включения также позволяют получить представления о составе образующихся минералов во время роста кристалла минерала-хозяина. Преимущество метода заключается в том, что небольшие порции расплава и/или флюида законсервированы внутри кристалла, и они не подвергаются вторичным процессам и удалению летучих компонентов, влияющим на валовый состав породы. Благодаря применению данного метода появляется возможность отслеживать исходное физическое и химическое состояние расплавов и тренды их эволюции.

В случае исследования древних мантийных пород возникает проблема обширных вторичных изменений, которые затрагивают в основном силикатные минералы выраженные в образовании водных минералов – амфибол, серпентин и хлорит. Это определенным образом мешает исследованию состава как самих силикатных минералов, так и включений, находящихся в них. Однако, рудные минералы остаются устойчивыми к подобным процессам довольно долго ввиду своей химической и физической стабильности, что позволяет им сохранять первичный состав и, таким образом, «консервировать» в себе включения. В перидотитах таким минералом является хромшпинель. Хромшпинель непрозрачна и при проведении нагрева для гомогенизации расплавных включений невозможно вести наблюдения за находящимися в них включениями во время высокотемпературных экспериментов. В связи с этим Симоновым В.А. вместе с соавторами [Симонов и др., 2009; Симонов и др., 2011; Simonov et al., 2017] была разработана особая методика для проведения подобных экспериментов. Проба, состоящая из мономинеральной фракции 0.5-0.25 мм в количестве 100-200 зерен, помещается в графитовый контейнер и ступенчато нагревается до температур выше 1100 °С. В результате чего графит реагирует с кислородом из воздуха и в контейнере создаются восстановительные условия, необходимые для сохранения хромшпинелидов и находящихся в них включениях, несмотря на экстремальные параметры экспериментов.

В случае с мономинеральными фракциями хромшпинели из ортопироксенитовой жилы МР13-21-2 и контактирующего с ней гарцбургита МР13-21-1 нагрев проводился в несколько стадий. На первой стадии проводился достаточно быстрый нагрев до 1000-1100 °С (8-10 мин), после чего контейнеры медленно разогревали до 1300-1350 °С (10 мин) и резко закаляли пробы в холодной воде. Такой ступенчатый нагрев до высоких температур необходим по двум

причинам: во-первых, расплавы базитовых систем характеризуются относительно высокой вязкостью и для достижения гомогенизации расплавов необходимо разогревать включения до весьма экстремальных температур; во-вторых, необходимо сохранить целостность структуры минерала-хозяина и не допустить его частичного растворения. После закалки зерна хромшпинелидов были помещены в шашки и приполированы для дальнейших микронзондовых исследований. Все экспериментальные работы с включениями проводились в лаборатории геодинамики и магматизма Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск) под руководством Симонова В.А.

### 7.1. Результаты экспериментов

На основе исследований состава и взаимоотношений минералов в пироксенитовых жилах и контактирующих гарцбургитах были выявлены образцы с большим количеством микровключений силикатного состава в хромшпинелидах (рис. 7.1-1).

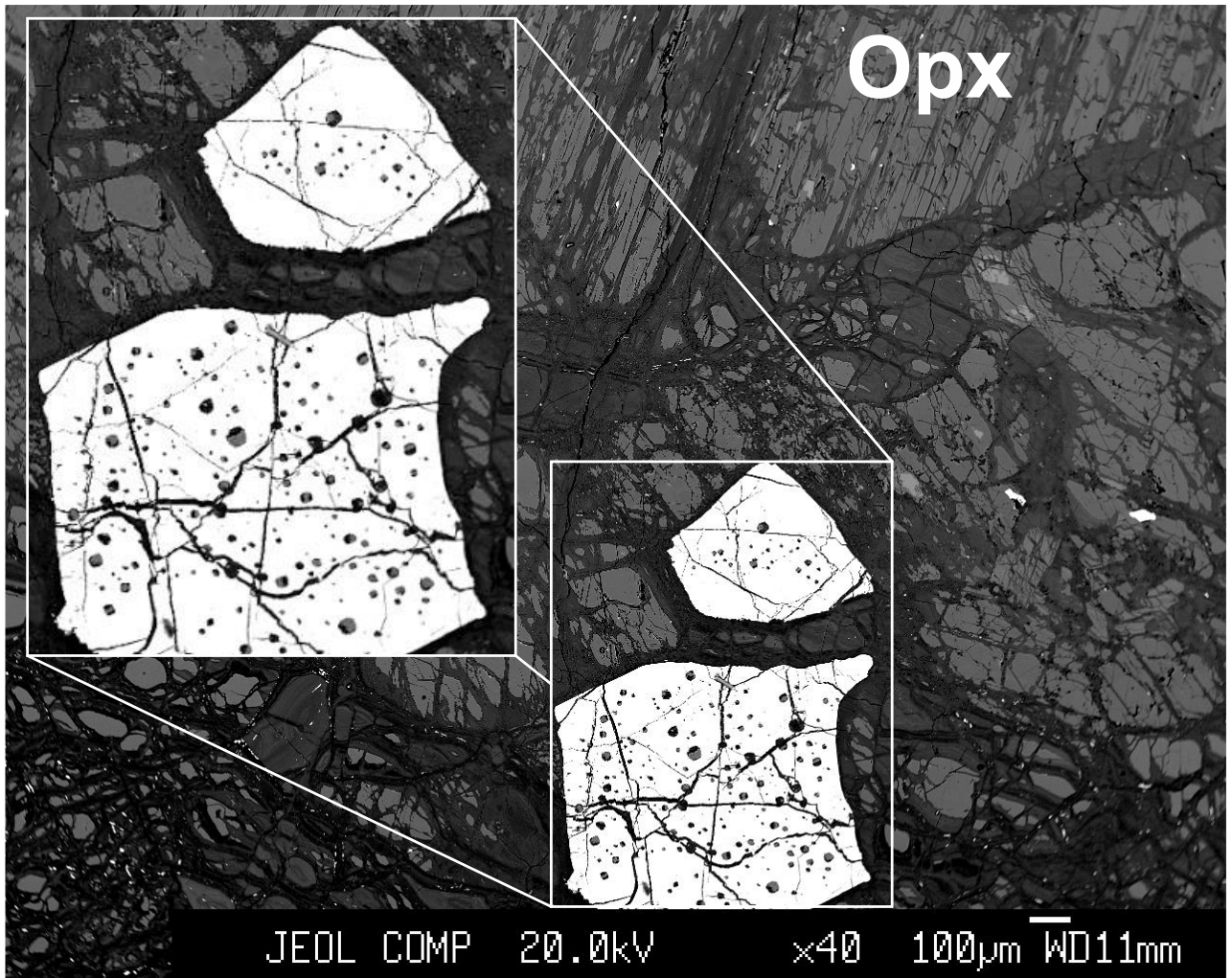


Рис. 7.1-1. Микрофотография обр. MP13-21-2 (ортопироксенит) в обратно-рассеянных электронах.

На фотографии субидиоморфная хромшпинель с большим количеством силикатных микровключений в окружении более крупных зерен ортопироксена.



Обилие включений может говорить о том, что кристалл хромшпинели рос сравнительно быстро, образуя достаточно большое количество дефектов на поверхностях минерала. Данные включения представлены одно- и двухфазными сростаниями, по составу соответствуют ортопироксенам и амфиболам. Форма включений изменится от угловатой и ромбовидной до округлой.

В контактирующем гарцбургите МР13-21-1 тщательное изучение всех зерен хромшпинелидов после высокотемпературных экспериментов показало, что расплавные силикатные включения отсутствуют. Что согласуется с реститовой природой образования перидотитов Эггингола. Однако, изучение хромшпинелидов из ортопироксенитовой жилы МР13-21-2 было более продуктивным. В прогретых и закаленных зернах хромшпинелидов были найдены многочисленные силикатные микровключения размерами 3-30 мкм (рис. 7.1-2).

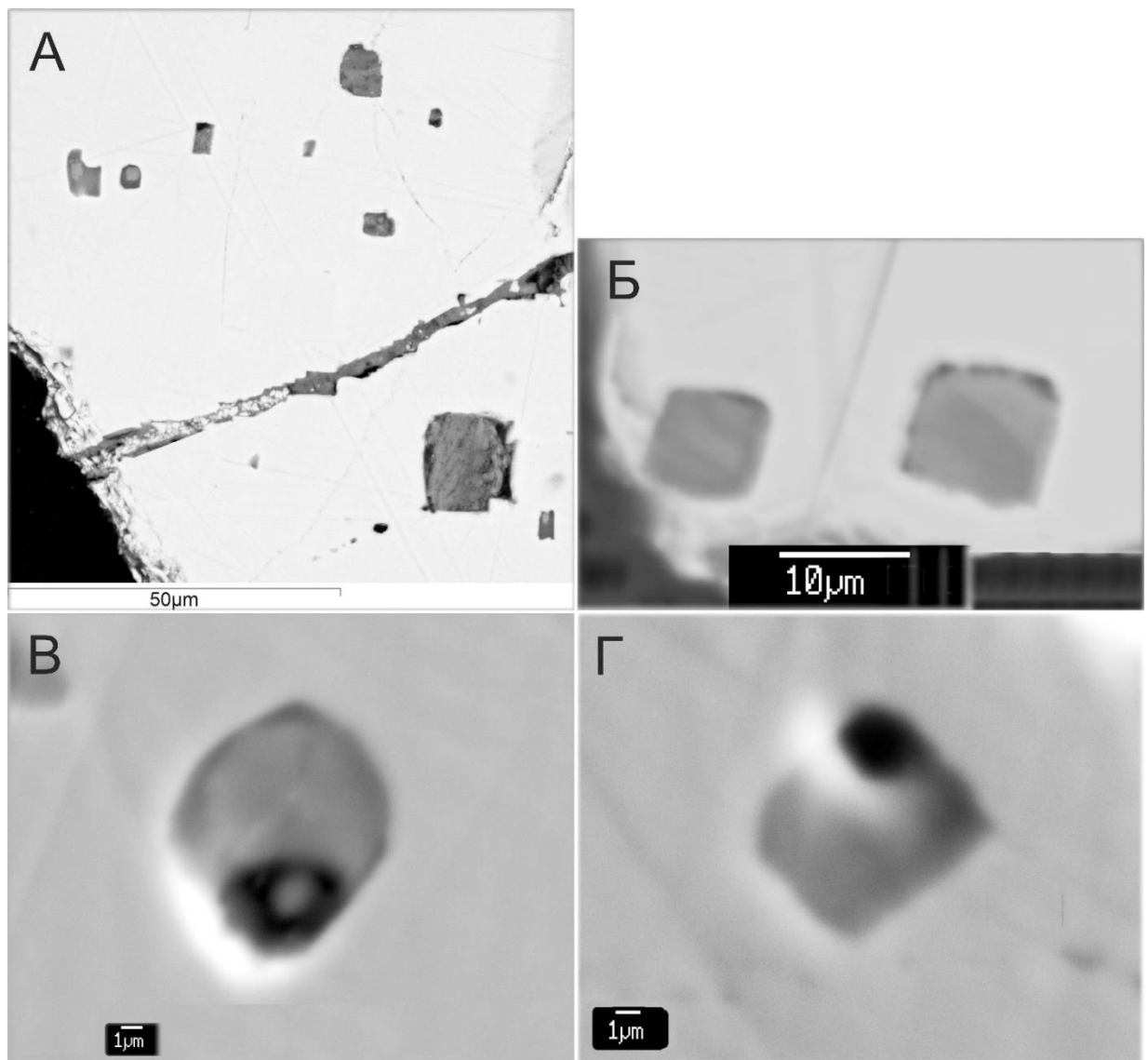


Рис. 7.1-2. Микрофотография включений в хромшпинелидах обр. МР13-21-2 (ортопироксенит) в обратно-рассеянных электронах.

А и Б – минеральные (кристаллические) включения, В и Г – двухфазные расплавные включения.

Состав хромшпинелидов, содержащих силикатные включения, из ортопироксенитовой жилы обр. МР13-21-2 похож на таковые из других пироксенитовых жил близкого состава и мощности, но, не содержащих подобные микровключения. Более подробно состав хромшпинелидов обсужден в главе 5.1.

Включения имеют явно первичную природу, распределены равномерно по зерну минерала-хозяина, форма включений изменяется от таблитчатой до ромбовидной (см. рис. 7.1-2 А, Б). Они содержат как одну, так и две кристаллических фазы (см. рис. 7.1-2 В, Г) вместе с округлым усадочным пузырьком, который располагается в однородной массе. Подобные округлые формы усадочных пузырьков могли формироваться только в жидкой среде (расплав), которая при закалке превратилась в стекло. Усадочный пузырек, как правило, представляет собой газовые (флюидные) фазы растворённые в расплаве при более высоких давлениях. В связи с падением давления растворимость газов в расплаве уменьшается экспоненциально, что приводит к образованию усадочных пузырей. Достаточно большой объем газовых пузырьков по отношению ко всему объему включения (до 20 об. %) свидетельствует о существенном содержании летучих компонентов в расплаве, что косвенно говорит об относительно большом давлении при котором произошел захват расплава. Таким образом, по внешнему облику прогретые силикатные микровключения можно условно разделить на две группы: первая – состоящая из кристаллических фаз представляет собой минеральные включения, вторая – однородные включения с газовым пузырьком – собственно расплавные включения. Составы расплавных и минеральных включений приведены в табл. 7.1-1 и 7.1-2 соответственно.

Часть включений ортопироксена имеют тот же уровень магнезиальности, что и ортопироксены жилы МР13-21-2 ( $Mg\# \sim 0.92$ ), часть чуть выше ( $Mg\# 0.96-0.98$ ) и часть значительно меньше ( $Mg\# 0.8-0.82$ , рис. 7.1-3). При этом, менее магнезиальные разности включений ортопироксенов характеризуются значительно более высоким содержанием хрома (2.1-2.6 мас. %, см. рис. 7.1-3 А), чем остальные включения и ортопироксены из жилы. Содержание алюминия в высокохромистых ортопироксеновых включениях соответствует таковому в самих ортопироксенах из жилы (0.5-0.8 мас. %), тогда как в части высокомагнезиальных включений ортопироксенов содержание алюминия возрастает до 1.5-2 мас. % (см. рис. 7.1-3 Б).

Из чего можно сделать вывод, что состав ортопироксеновых включений не был контаминирован минералом-хозяином – хромшпинелью при проведении высокотемпературных экспериментов при гомогенизации включений. В противном случае мы бы наблюдали закономерное понижение магнезиальности, одновременно с ростом содержания  $Cr_2O_3$  и  $Al_2O_3$  – элементов, которые содержатся в хромшпинели в большом количестве ( $FeO$  – 19-23 мас. %,  $Cr_2O_3$  – 53-57 мас. %,  $Al_2O_3$  – 12-14 мас. %, см. табл. 5.1-1). Содержания других элементов  $CaO$  и  $Na_2O$

находятся между составами ортопироксенов жилы МР13-21-2 и ортопироксеновых вкрапленников высоко-Са бонинитов Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы (см. рис. 7.1-3 В, Г).

**Таблица 7.1-1.** Содержание главных элементов в расплавных включениях хромшпинелидов ортопироксениновой жилы обр. № МР13-21-2.

№ т.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
2	55.68	-	1.25	1.65	3.35	-	28.74	10.86	0.08	-	-	101.68
7	52.19	0.06	4.46	3.73	6.76	0.14	22.31	8.99	0.35	0.05	-	99.06
10	55.53	-	1.98	1.75	13.62	0.35	24.46	3.01	0.14	-	-	100.87
16	53.62	-	2.06	1.5	7.91	0.17	30.83	3.8	0.07	-	-	100.02
19	56.66	-	1.44	2.19	2.68	0.06	23.53	11.22	0.21	-	-	98.09
23	56.24	-	3.02	1.58	2.04	0.09	27.59	5.9	0.21	-	-	96.74
24	55.3	-	3.01	1.57	1.94	0.08	27.23	5.95	0.18	-	-	95.32
29	55.06	-	1.37	3.23	11.73	0.33	24.18	5.07	0.09	-	-	101.07
30	54.84	-	1.22	2.82	11.18	0.32	24.45	4.95	0.09	-	-	99.9
35	53.79	0.05	3.4	2.37	6.33	0.14	27.61	4.25	0.11	-	-	98.07
37	54.21	-	2.79	2.17	2.92	0.05	27.15	9.85	0.09	-	-	99.3
47	48.98	0.06	7.75	3.03	2.31	-	30.26	7.68	0.16	-	0.05	100.29
48	51.6	-	6.19	2.7	2.06	0.06	27.73	9.72	0.19	-	-	100.32
50	48.34	-	6.56	2.86	9.67	0.26	27.63	3.24	-	-	-	98.62
51	49.67	-	5.83	2.88	9.31	0.24	27.63	3.26	-	-	-	98.91
98	52.65	-	5.95	2.99	2.53	-	26.92	8.65	-	-	-	99.69

Примечание: прочерк – содержания оксида менее 0.05 мас. %.

Включения амфибола в хромшпинелидах характеризуются близкими уровнями магниальности с амфиболами развивающимися по орто- и клинопироксену самой жилы МР13-21-2, Mg# 0.915-0.974 в амфиболах-включениях и Mg# 0.945-0.977 в амфиболах из жилы (табл. 7.1-2). При этом, содержания алюминия и хрома в амфиболах-включениях значительно выше (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1.51-4.89 мас. %, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1.57-2.34 мас. %) таковых в амфиболах из жилы (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.22-0.80 мас. % и в одном анализе 1.68 мас. %, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.1-0.62 мас. % см. табл. 7.1-2). Отсутствие отрицательной корреляции между магниальностью и содержанием хрома и алюминия в амфиболовых включениях также как и в случае с ортопироксеновыми включениями указывает на первичность состава этих включений и отсутствие контаминации со стороны минерала-хозяина.

**Таблица 7.1-2.** Содержание главных элементов в минеральных включениях (ортопироксен и амфибол) хромшпинелидов ортопироксенитовой жилы обр. № МР13-21-2.

Тип	Орх										
	№	17	18	25	26	27	40	41	42	43	44
SiO <sub>2</sub>		60.72	59.97	58.45	59.23	59.05	52.48	54.14	55.06	53.31	54.96
TiO <sub>2</sub>		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1.93	0.78	1.52	1.5	1.66	0.68	0.72	0.84	0.76	0.68
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1.09	1.11	1.26	1.27	1.25	0.94	2.57	2.2	1.28	1.17
FeO		2.54	1.42	4.42	4.43	4.12	3	10.81	11.36	5.99	4.59
MnO		-	0.05	0.07	0.1	0.09	0.08	0.18	0.2	0.15	0.14
MgO		31.75	31.1	28.65	29.16	30.33	39.62	28.3	28.45	37.17	35.92
CaO		0.9	1.93	1.11	1.06	0.61	-	2.06	2.18	0.14	0.09
Na <sub>2</sub> O		0.1	0.12	0.11	0.1	0.1	-	0.05	0.08	0.04	0.09
K <sub>2</sub> O		0.07	-	0.07	0.09	0.08	-	-	-	-	-
Сумма		99.11	96.5	95.67	96.95	97.3	96.87	98.84	100.39	98.85	97.66
Mg#		0.957	0.975	0.920	0.921	0.929	0.959	0.824	0.817	0.917	0.933
Wo		1.9	4.1	2.5	2.3	1.3	0.1	4.1	4.3	0.2	0.2
En		93.5	92.9	89.2	89.5	91.2	95.7	78.6	77.7	91.2	92.7
Fs		4.2	2.5	7.8	7.8	7.1	4.2	17.1	17.7	8.5	6.8

Тип	Am										
	№	5	6	22	34	36	Амфиболы из жилы МР13-21-2				
SiO <sub>2</sub>		53.82	54.41	58.81	51.09	56.65	59.31	57.96	58.40	54.66	57.61
TiO <sub>2</sub>		0.06	0.05	-	0.07	-	-	-	-	-	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		4.89	4.54	1.51	4.31	1.84	0.45	0.80	0.22	0.79	1.68
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1.92	1.79	1.59	2.34	1.57	0.16	0.36	0.10	0.62	0.44
FeO		3.93	3.85	2.32	2.99	2.06	1.44	1.36	1.31	2.10	1.75
MnO		0.1	0.07	-	0.11	-	-	-	0.05	0.05	0.05
MgO		22.42	22.85	22.46	22.37	24.18	23.86	22.94	23.63	20.05	22.40
CaO		12.37	12.09	12.59	11.74	12.36	13.31	13.31	13.33	17.94	12.90
Na <sub>2</sub> O		0.2	0.21	0.16	0.15	0.14	-	0.08	-	0.10	0.14
K <sub>2</sub> O		-	-	0.05	-	-	-	-	-	-	-
Сумма		99.72	99.88	99.55	95.17	98.84	98.66	96.94	97.15	96.42	97.14
Mg#		0.960	0.974	0.915	0.976	0.988	0.968	0.945	0.967	0.977	0.942
Минерал		Mg-Hbl	Mg-Hbl	Tr	Mg-Hbl	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr

Примечание: Wo – волластонит, En – энстатит, Fs – ферросилит, Mg-Hbl – магнезиальная роговая обманка, Tr – тремолит. Амфиболы из ортопироксенитовой жилы МР13-21-2 не являются включениями в хромшпинелидах, а развиваются по пироксенам самой жилы и приведены для сравнения.

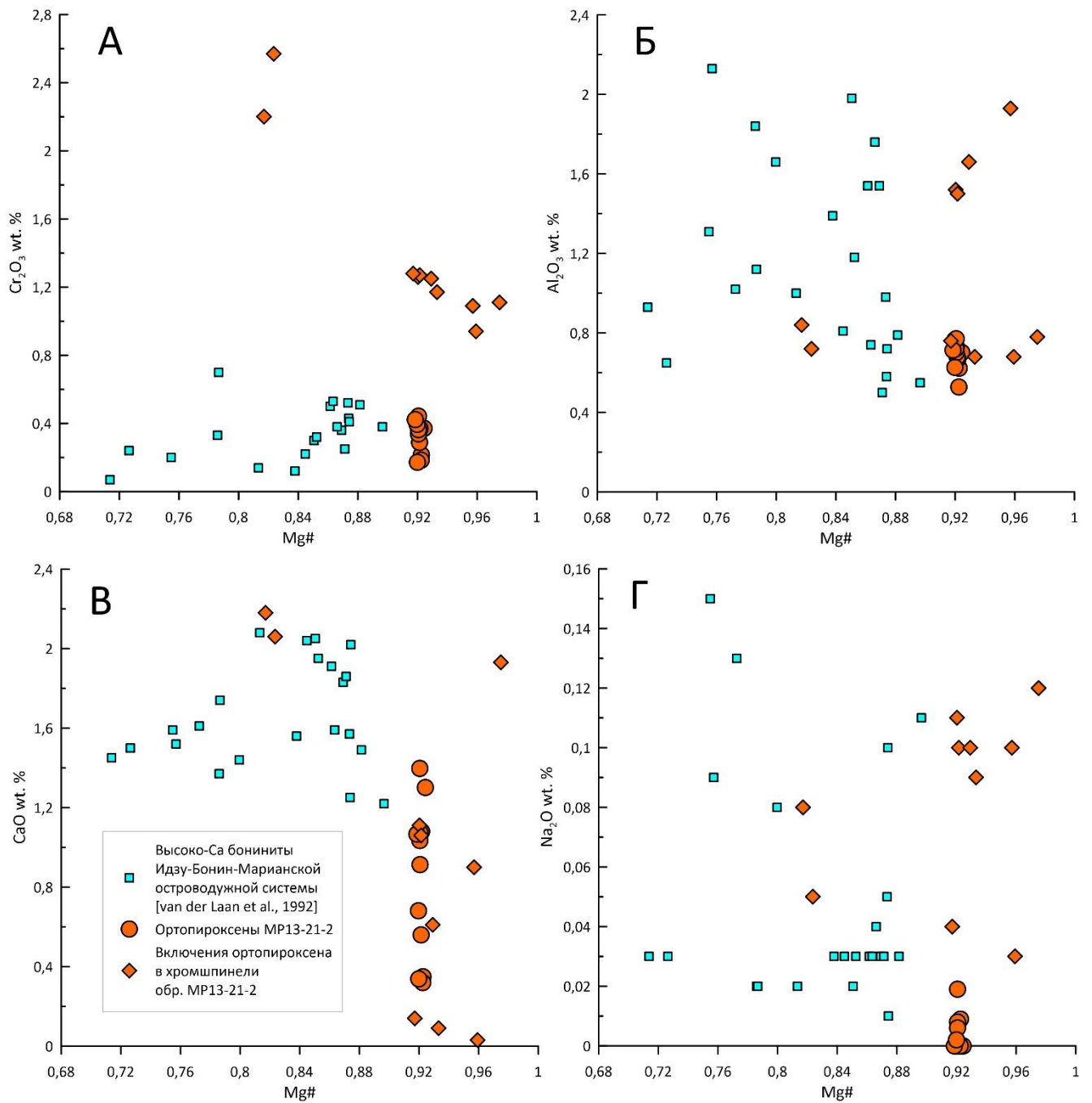


Рис. 7.1-3. Состав включений ортопироксена в хромшпинели обр. MP13-21-2 в сравнении с ортопироксеном того же образца и ортопироксеновыми вкрапленниками из бонинитов Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы [Laan van der et al., 1992].

Состав расплавных включений (PB) характеризуется большим разбросом в содержании основных элементов (см. табл. 7.1-1, рис. 7.1-4). Содержания SiO<sub>2</sub> варьируют от 48.3 до 56.6 мас. %, MgO (22.3 – 30.4 мас. %), FeO (2.3 – 13.6 мас. %), CaO (3.2 – 11.2 мас. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.2 – 7.8 мас. %), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.5 – 3.7 мас. %), Na<sub>2</sub>O (0.08-0.35 мас. %), TiO<sub>2</sub> (<0.1 мас. %), содержания K<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> существенно ниже 0.05 мас. % или ниже предела обнаружения.

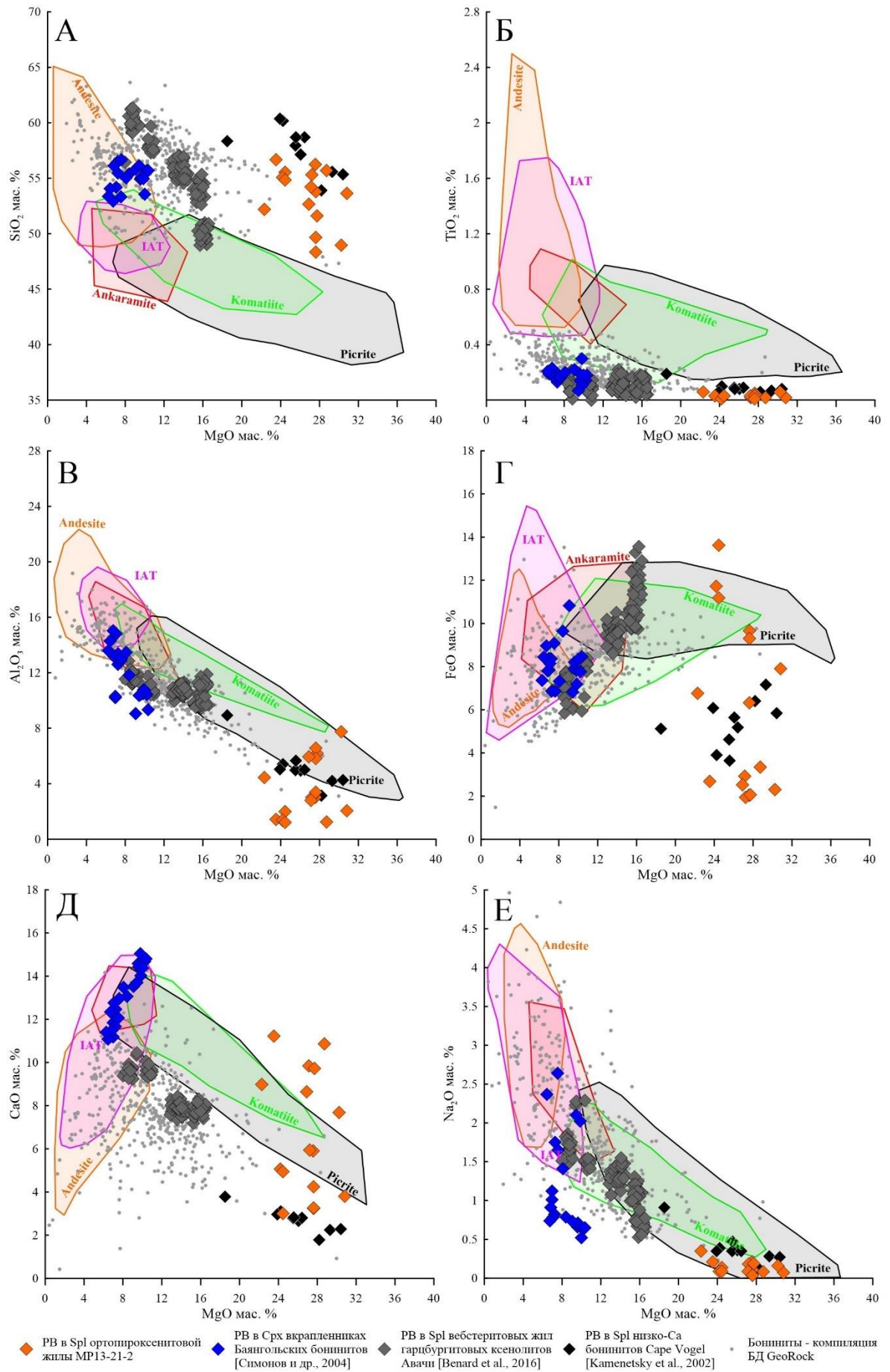


Рис. 7.1-4. Составы расплавных включений в SpI ортопироксенитовой жилы MP13-21-2.

Цветными полями показаны составы типичных островодужных лав: андезиты (оранжевое), островодужные толеиты (IAT, розовое), анкармиты (красное), коматииты (зеленое), пикриты (черное), бониниты (серые точки) – составы взяты из базы данных GeoRoc (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>). На диаграммы также нанесены точки составов расплавных включений в Срх вкрапленниках из бонинитов Баянгола [Симонов и др., 2004], расплавные включения из Spl пироксенитовых жил гарцбургитовых ксенолитов вулкана Авача [Bénard et al., 2016] и расплавные включения из Spl низко-Са бонинитов Cape Vogel [Kamenetsky et al., 2002].

Точки составов РВ на вариационных диаграммах (см. рис. 7.1-4) образуют широкое поле составов по многим элементам –  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , FeO, CaO. Фигуративные точки составов РВ по содержанию MgO частично ассоциирует с полями пикритов и коматиитов, но отличаются более высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  (см. рис. 7.1-4 А), низкими  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и FeO (см. рис. 7.1-4 В, Г). Наибольшее сходство высокомагнезиальных РВ наблюдается с составами РВ из хромшпинелей низко-Са бонинитов Cape Vogel [Kamenetsky et al., 2002], они имеют схожие содержания основных оксидов при стабильно высоком MgO (см. рис. 7.1-4). Составы РВ из бонинитов Джидинской зоны [Симонов и др., 2004] и вебстеритовых жил в гарцбургитовых ксенолитов Авачи [Bénard et al., 2016] характеризуются более низкими содержаниями MgO, но имеют близкие уровни содержания  $\text{SiO}_2$ , FeO и CaO (см. рис. 7.1-4 А, Г, Д).

По соотношению щелочность – кремнекислотность на диаграмме TAS составы РВ соответствуют базальтам и базальтовым андезитам (см. рис. 7.1-5 А). Кроме того, исследуемые РВ характеризуются крайне низкой суммой щелочей в сравнении с бонинитами Баянгольской аккреционной призмы и составами РВ из вкрапленников клинопироксена из этих же бонинитов (см. рис. 7.1-5А), что является весьма редким явлением. Подобного рода составы РВ (с низкой суммой щелочей и высоким содержанием MgO) были обнаружены в хромшпинелях низко-Са бонинитовых лав Cape Vogel [Kamenetsky et al., 2002]. При этом, составы бонинитов Баянгола, РВ из их клинопироксеновых вкрапленников также соответствуют полям базальтовых андезитов и андезитов.

Следует отметить, что существующая диаграмма TAS разделяет вулканические породы по содержанию в них кремнезема, что не подходит для разделения высоко-Mg вулканических пород таких как бониниты и пикриты. Данная диаграмма не учитывает дифференциации состава пород во время фракционирования силикатов, и грубое деление пород по содержанию кремния может привести к ошибочным выводам.

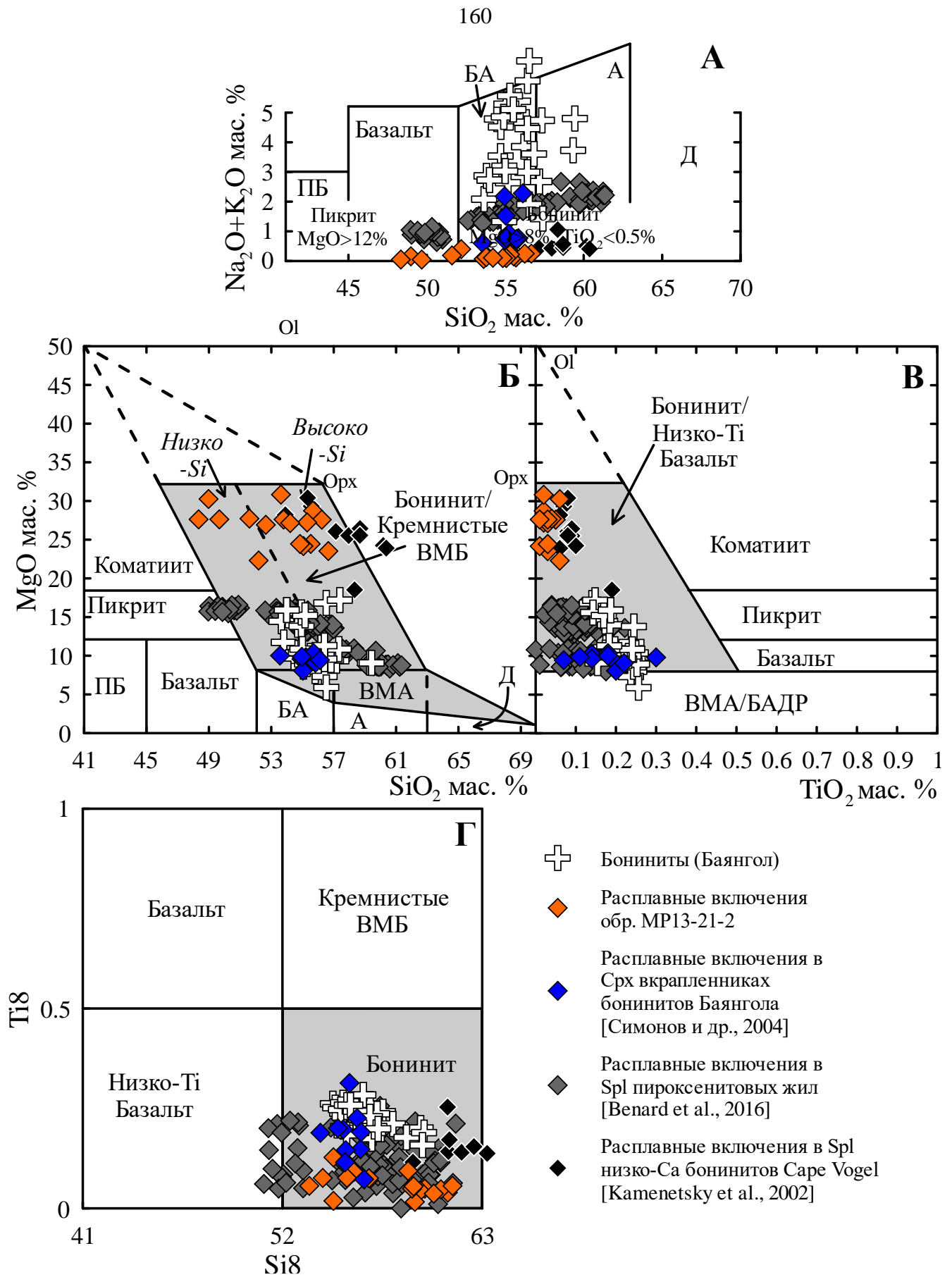


Рис. 7.1-5. Классификационные диаграммы для вулканических пород по [Pearce, Reagan, 2019].

А – часть диаграммы TAS (IUGS), Б –  $\text{MgO}-\text{SiO}_2$  и В –  $\text{MgO}-\text{TiO}_2$  диаграммы для классификации бонинитов, Г – классификационная диаграмма для высоко-Mg ( $\text{MgO} > 8$  мас. %) серий. Линии разграничения на Б и В экстраполированы вдоль составов оливина и ортопироксена, в отличие



от диаграммы TAS. Бониниты с содержанием  $\text{SiO}_2 < 57$  мас. % интерпретируются как низко-Si, а с  $\text{SiO}_2 > 57$  мас. % как высоко-Si бониниты. На диаграмме использованы параметры Si8 и Ti8, которые позволяют более контрастно разделять составы бонинитов от составов низко-Ti базальтов и кремнистых высоко-Mg базальтов и просто базальтов благодаря одновременному выполнению условий для бонинитов ( $\text{MgO} > 8$  мас. %,  $\text{SiO}_2 > 52$  мас. %,  $\text{TiO}_2 < 0.5$  мас. %).  $\text{Si8} = \text{SiO}_2 + (\text{MgO} - 8) / 3.82$  и  $\text{Ti8} = 42 * \text{TiO}_2 / (50 - \text{MgO})$ , при этом  $\text{MgO} > 8$  мас. %. Сокращения: ПБ – пикробазальт, БА – базальтовый андезит, А – андезит, Д – дацит, ВМА – высоко-Mg андезит, ВМБ – высоко-Mg базальт, БАДР – базальт-андезит-дацит-риолитовая серия. На диаграммы также нанесены точки составов расплавных включений в Сrx вкрапленников из бонинитов Баянгола [Симонов и др., 2004], расплавные включения из Spl пироксенитовых жил гарцбургитовых ксенолитов вулкана Авача [Bénard et al., 2016] и расплавные включения из Spl низко-Ca бонинитов Cape Vogel [Kamenetsky et al., 2002].

Более удачным, с петрогенетической точки зрения, будет использовать отношений  $\text{MgO} - \text{SiO}_2$  и  $\text{MgO} - \text{TiO}_2$  (см. рис. 7.1-5Б, В). Эти диаграммы были составлены Пирсом с соавт. [2019], в них границы между разновидностями высоко-Mg расплавов проведены согласно составу оливина и ортопироксена – минералов, которые фракционируют в большом количестве в данных типах пород. Согласно отношениям  $\text{MgO} - \text{SiO}_2$  и  $\text{MgO} - \text{TiO}_2$  (см. рис. 7.1-5Б, В) составы РВ ортопироксенитовой жилы МР13-21-2 полностью укладываются в поле бонинитов (высоко- и низко-Si типов) как и составы РВ из бонинитов Баянгола, при этом, часть точек РВ ортопироксенитовой жилы МР13-21-2 характеризуется низким содержанием MgO и попадает в поле базальтовых андезитов (см. рис. 7.1-5 Б) и высоко-Mg андезитов (см. рис. 7.1-5 В). А вот составы самих бонинитов Баянгола образуют растянутый тренд попадая в поля высоко-Mg андезитов и бонинитов.

Примерно такие же составы демонстрируют РВ из Spl пироксенитовых жил в гарцбургитовых ксенолитах вулкана Авача [Bénard et al., 2016], их составы растягиваются от высоко-Mg андезитов через бониниты к пикритам (см. рис. 7.1-5 Б), однако низкое содержание титана явно указывает на их бонинитовые характеристики (см. рис. 7.1-5 В). Отличительной особенностью большей части РВ из Spl ортопироксенитовой жилы МР13-21-2 является высокое содержание MgO ( $> 22$  мас. %) и, наоборот, крайне низкие суммы щелочей ( $< 0.65$  мас. %), похожие составы демонстрируются РВ из Spl низко-Ca бонинитов Cape Vogel [Kamenetsky et al., 2002].

Используя диаграмму Si8-Ti8 (см. рис. 7.1-5 Г) можно увязать все три параметра (содержания MgO,  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$ ) воедино, здесь параметр Si8 представляет собой экстраполяцию нижней границы содержания кремнезема при минимально возможном содержании MgO (8 мас. %), Ti8 – то же самое для содержания  $\text{TiO}_2$  при минимальном  $\text{MgO} = 8$  мас. %. РВ из жилы обр. МР13-21-2 равно как и РВ из остальных сравниваемых объектов полностью укладываются в поле бонинитов на рис. 7.1-5 Г.

В сравнении с составами пород Эггингольского массива РВ из образца пироксенитовой жилы МР13-21-2 занимают промежуточное положение между составами ортопироксена и клинопироксена (рис. 7.1-6), тяготея в большей степени к Орх, что и ожидаемо т.к. включения были обнаружены в образце ортопироксенитовой жилы. Для составов РВ также характерно уменьшение содержания MgO (относительно состава пироксенитов) и невысокое содержание CaO (рис. 7.1-6 Б) относительно состава РВ из клинопироксенов бонинитов.

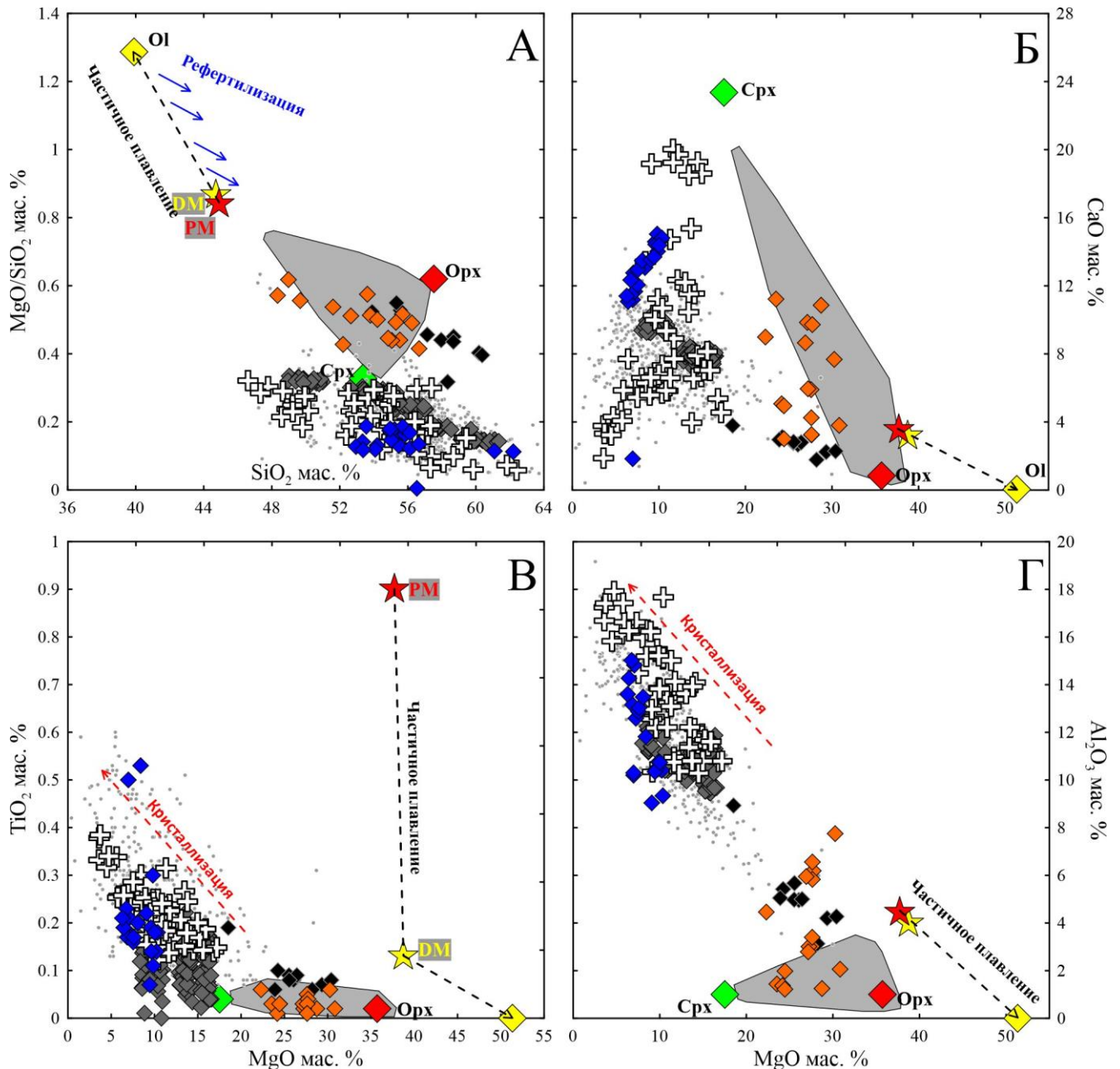


Рис. 7.1-6. Сравнение состава расплавных включений (обр. МР13-21-2) с составом пироксенитов Эггингола и бонинитов Баянгола.

Условные знаки те же что на рис. 7.1-5, составы бонинитов (серые точки) взяты из базы данных GeoRoc (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>). Составы орто- и клинопироксена – усредненные значения для ортопироксенитовых и вебстеритовых жил Эггингола. Серым полем показаны составы ортопироксенитов и вебстеритов Эггингола.

Кроме того, для РВ из Sp1 ортопироксенита МР13-21-2 характерны умеренно-низкие содержания титана, отвечающие таковым в пироксенитах Эгийнгола (рис. 7.1-6 В). По содержанию алюминия часть точек составов исследуемых РВ соответствуют пироксенитам, а часть отклоняется в сторону составов бонинитов Баянгола (рис. 7.1-6 Г).

Таким образом, можно сделать выводы, что само по себе наличие расплавных включений в хромшпинелидах одной из пироксенитовых жил (МР13-21-2) Эгийнгольского массива уже свидетельствует о «расплавной» природе образования самих жил. Наличие газовых пузырьков в части расплавных включений и включений амфиболов в хромшпинелиде свидетельствует о флюидонасыщенности расплавов. Очевидно, что состав стекол расплавных включений отвечает расплаву, который существовал на момент кристаллизации хромшпинелидов ортопироксенитовой жилы. При этом, согласно содержанию основных компонентов, часть составов РВ отвечает бонинитам с повышенным содержанием магния и низкой суммой щелочей. Такие составы характерны для наиболее примитивных расплавов, которые выплавляются из чрезвычайно тугоплавкой гарцбургитовой мантии, как это было показано, например, для РВ из низко-Са бонинитов Cape Vogel [Kamenetsky et al., 2002]. Следует отметить, что Kamenetsky с соавт. [2002] отмечают факт диффузии Fe-Mg между захваченным расплавом и хромшпинелью и вносят поправки в составы изучаемых ими РВ, однако, согласно их оценкам процесс диффузии был не столь обширным и привел к потере Fe (и наоборот привносу Mg) не более 1.5-2.5 мас. % (MgO). Таким образом, в исследуемых РВ мы можем ожидать те же или даже меньшие объемы выноса Fe (привноса Mg), т.к. хромшпинели содержащие РВ имеют однородный состав и в них не наблюдается уменьшения Mg# по направлению от РВ.

## 7.2 Оценки температуры и давления образования пироксенитовых жил

Как показали проведенные петрографические, минералогические и геохимические исследования пироксениты, перидотиты и хромититы Эгийнгольского массива имеют общую историю формирования и развития, поэтому определение P-T параметров образования пироксенитовых жил является весьма важным для понимания истории геологического развития Джидинской палеоостроводужной системы.

В первом приближении ограничить температуру и давление образования пород возможно при определении метаморфической ассоциации минералов в породах массива, как это было сделано в главе 5.5. Согласно выявленной в пироксенитах и перидотитах минеральной ассоциации энстатит – тальк – вторичный оливин (Ol2), метаморфизм отвечает температурам ~ 670-550°C и давлениям 0.6-1.5 GPa (см. рис. 5.5-2). Установленные P-T параметры являются

нижней границей метаморфического преобразования пород в условиях мантии, а образование пород происходило при более высоких P-T параметрах.

Также для образцов ортопироксенитов и вебстеритов были получены температурные оценки по пироксеновому термометру [Brey, Köhler, 1990]

$$T_{BKN} = \frac{23644 + (24.9 + 126.3X_{Fe}^{Cpx})P}{13.38 + (\ln K_D^*)^2 + 11.59X_{Fe}^{Opx}}$$

где

$$K_D^* = \frac{(1 - Ca^*)^{Cpx}}{(1 - Ca^*)^{Opx}}$$

$$Ca^* = \frac{Ca^{M2}}{1 - Na^{M2}}$$

$$X_{Fe}^{Pxx} = \frac{Fe}{Fe + Mg}$$

Это уравнение основано на распределении Ca, Mg и Fe между сосуществующими орто- и клинопироксеном, температура выражается в градусах Кельвина. Значения температуры варьируют от 794 до 959 °C, при чем для ортопироксенитов получаются систематически более низкие определения температуры (794-860 °C), чем для вебстеритов (846-959 °C).

Полученные оценки представляют собой температуру закрытия для диффузии катионов. Известно, например, что коэффициенты диффузии Ca, Mg и Fe на один-два порядка больше, чем коэффициенты диффузии для REE в пироксенах [Liang et al., 2013], что может объяснять вероятно занижение температурных определений. Косвенно на это указывает наличие структур распада в пироксенах.

Кроме того, поскольку были найдены расплавные включения в хромшпинелиде образца пироксенитовой жилы MP13-21-2, становится возможным рассчитать PT параметры кристаллизации и проследить состав фракционирующего пироксена. Моделирование было проведено с помощью программного комплекса Petrolog3 [Danyushevsky, Plechov, 2011] методом реверсивной кристаллизации. Принцип, лежащий в основе расчета, основан на добавлении минералов, которые фракционировали из расплава обратно в состав расплава, приближая его таким образом к более примитивному составу. В качестве стартового состава был выбран наименее магнезиальный состав PV в который по мере расчета добавлялись равновесные орто- и клинопироксен, добавка производилась до момента получения составов равновесных пироксенов, близких по магнезиальности к реально наблюдаемым в пироксенитовой жиле MP13-21-2 (Mg# Cpx ~ 0.94-0.95, Mg# Opx ~ 0.92). Содержание воды задавалось согласно расчётным данным по расплавным включениям в минералах из бонинитов Джидинской зоны (около 1 мас. %) [Симонов et al., 2004] и согласно информации по бонинитам современных островных дуг (Идзу-Бонинской и Тонга) – 2 мас. % [Sobolev, Danyushevsky, 1994]. Критерием достоверности

расчетных данных послужило их сравнение с реальными составами ортопироксенов в микровключениях из хромшпинелидов с магнезиальностью 0.82-0.92 и ортопироксенами самой жилы обр. МР13-21-2 с  $Mg\# \sim 0.92$ . Более высокомагнезиальные ( $Mg\# \sim 0.96-0.98$ ) разновидности ортопироксеновых включений могли быть частично переуравновешаны с хромшпинелидом из-за чего при расчете температур будут получаться завышенные значения. Поведение главных элементов и полученные параметры кристаллизации ортопироксенов проиллюстрированы на рис. 7.2-1.

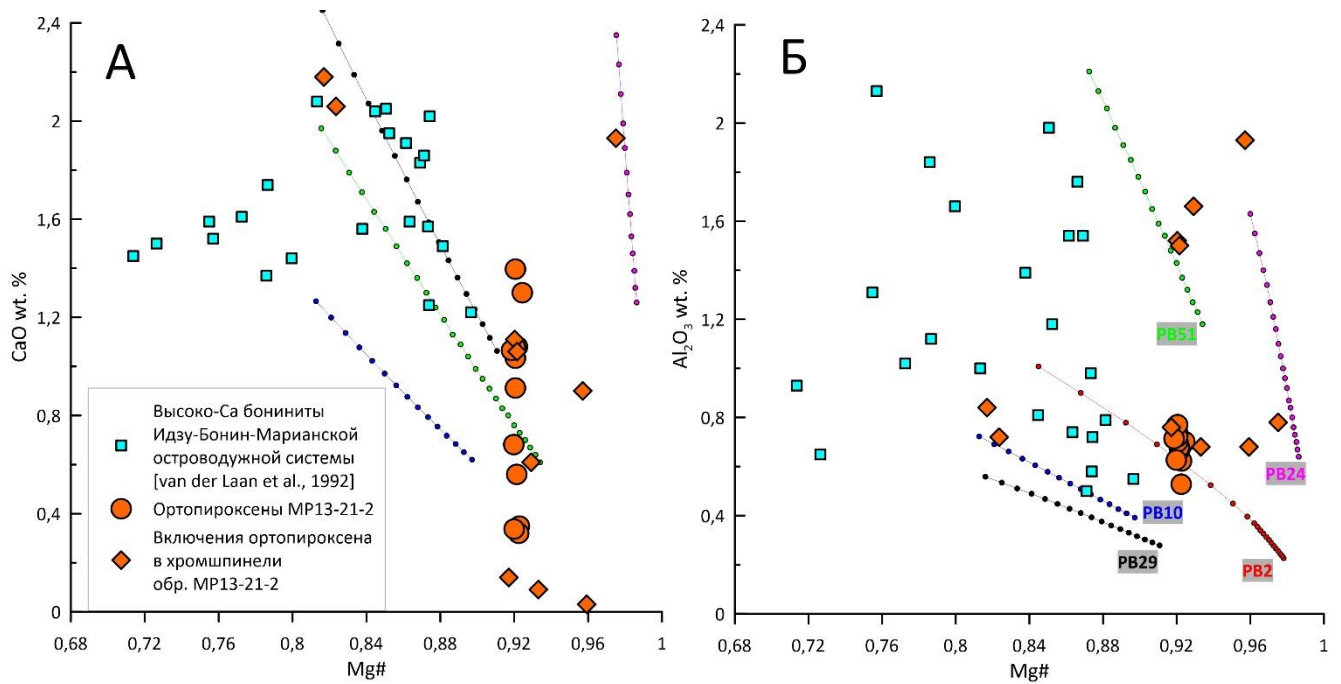


Рис. 7.2-1. Составы ортопироксенов жилы М13-21-2, ортопироксеновых включений в хромшпинелидах этой жилы и расчетные тренды фракционирования ортопироксена из состава расплавных включений.

Тренды фракционирования подписаны по номерам самих расплавных включений (PB). PB24 ( $Mg\# 0.96$ ) температуры кристаллизации Орх 1460-1340 °С; PB2 ( $Mg\# 0.94$ ) температуры кристаллизации Орх 1445-1260 °С; PB51 ( $Mg\# 0.84$ ) температуры кристаллизации Орх 1422-1250 °С; PB29 ( $Mg\# 0.79$ ) температуры кристаллизации Орх 1435-1326 °С; PB10 ( $Mg\# 0.76$ ) температуры кристаллизации Орх 1439-1358 °С. На диаграмму также нанесены вкрапленники ортопироксена из высоко-Са бонинитов Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы [Laan van der et al., 1992] (в бонинитах Баянгола вкрапленников ортопироксена нет).

Расчеты показали, что температуры кристаллизации варьируют от 1387°С (при  $Mg\#$  Орх  $\sim 0.92$ ) до 1320°С (при  $Mg\#$  Орх  $\sim 0.81$ ,  $Mg\#$  Срх  $\sim 0.94$ ). Такие температурные оценки согласуются с данными по температурам формирования бонинитов, например, для бонинитов Идзу-Бонин-Марианской системы – 1430°С [Umino et al., 2018] и дуги Тонга – 1450-1550°С [Sobolev, Danyushevsky, 1994]. Также близкие значения температур были получены для схожих объектов: пироксенитов Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале [Batanova et al., 2011] и пироксенитов Соломоновых островов [Verly, 2006] для которых температуры равновесия равны 1050-1200 °С и 950-1050 °С соответственно. При этом, для бонинитов Джидинской зоны

по расплавленным включениям были определены температуры кристаллизации бонинитовых расплавов в интервале 1170-1250 °С [Симонов и др., 2004], что также находится вблизи расчетных температур для пироксенитов Эггингола.

При этом, следует отметить хорошую согласованность рассчитанной Mg# (0.81-0.92) и реальных Mg# (0.82-0.98) значений магнезиальности ортопироксенов (см. рис. 7.2-1). Тренды рассчитанных составов ортопироксенов, получающихся при их кристаллизации, по содержанию в них алюминия и кальция соответствует реально наблюдаемым ортопироксенам самой жилы, ортопироксеновых включений в хромшпинели и вкрапленникам ортопироксена из высоко-Са бонинитов Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы [Laan van der et al., 1992] (см. рис. 7.2-1).

Расчеты на основе данных по составам расплавленных включений и микровключений ортопироксенов в хромшпинелидах а также составов орто- и клинопироксенов самих жил показало согласованность параметров образования ортопироксенитов Эггингольского массива, полученных с помощью двух разных подходов. Таким образом, можно вполне обоснованно говорить о том, что рассмотренные пироксениты кристаллизовались в основном из высокомагнезиальных (24-30 мас. % MgO) расплавов с температурами 1320-1387 °С, при давлениях > 0.6 GPa (но не более 1.5 GPa – верхняя граница метаморфического преобразования пород, см. главу 5.5) и содержании воды 1-2 мас.%.

## Глава 8. Механизм образования пироксенитовых жил Эггингольского массива

Сравнение петрографо-петрологических и минералогических характеристик пироксенитовых жил и ассоциирующих с ними перидотитов и хромититов Эггингольского массива с данными по эталонным объектам показало, что подобные ассоциации описаны в составе офиолитовых комплексов, таких как Троодос [Batanova, 1994; Batanova, Sobolev, 2000; Büchl et al., 2002; Büchl et al., 2004; Chum, 2014], Оман [Arai, 2004; Morishita, 2003; Rollinson, 2005; Tamura, Arai, 2006], Войкаро-Сыннинского массива [Белоусов и др., 2009; Batanova et al., 2011], современных островодужных систем – Идзу-Бонин-Марианская островная дуга [Ishii et al., 1992; Kelemen et al., 1997; Laan van der et al., 1992; Parkinson et al., 1992; Parkinson, Pearce, 1998] и месторождений хромититов подиформного типа – Кемпирсайское месторождение [Distler et al., 2008; Melcher et al., 1997; Melcher et al., 1999].

В результате проведенного исследования дискуссионными остаются две принципиальных группы моделей, объясняющих процесс образования пироксенитов (жилы, прослои, дайки) внутри перидотитов, относящихся к мантийной секции офиолитов. Первая группа моделей предполагает, что пироксенитовые породы можно рассматривать в качестве прямых кумулятов различных примитивных расплавов – MORB [Dantas et al., 2007] и бонинитов [Batanova et al., 2011; Varfalvy, 1997], которые мигрируют через литосферную мантию. Вторая группа моделей интерпретирует пироксениты как продукты реакционного замещения перидотитов под воздействием просачивающихся расплавов [Bodinier et al., 2008; Garrido, Bodinier, 1999; Laukert et al., 2014; Le Roux, Liang, 2019; Rogkala et al., 2017; Rogkala et al., 2019].

В случае если происходит прямая кристаллизация расплава на стенках трещин без взаимодействия самого расплава с вмещающими породами, то такие тела принято называть дайками [Harte et al., 1993]. Дайки характеризуются ровными почти прямыми границами, в них присутствуют зоны закалки. Образование даек происходит при быстром охлаждении расплава, в результате чего на стенках трещин кристаллизуются первые минералы, которые образуют непроницаемую границу для диффузионных процессов между расплавом и окружающими породами. При охлаждении расплава зернистость минералов будет увеличиваться от края к центру дайки, как это, например, наблюдается в хорошо изученных тоналитовых пегматитовых дайках в гранитах [Cerny et al., 2012]. В пироксенитах Эггингольского массива перечисленные признаки не обнаружены, напротив, они имеют извилистые границы, утолщения, взаимные пересечения и не имеют зон закалок (см. рис. 2.2-2 А-В).

Наблюдаемые петрографические особенности перидотитов Эггингола (протогранулярная микроструктура, червеобразная форма хромшпинели (см. рис. 4.1-4 Б)) указывают на их изначально реститовый генезис. Однако, присутствие пироксенитовых жил различной мощности

и наличие новообразованных зерен орто- и клинопироксена в перидотитах (см. рис. 4.1-3 А, Б) на контакте с жилами указывает на более позднюю модификацию перидотитов. При этом, пироксенитовые жилы генетически связаны с вмещающими перидотитами, это подтверждается присутствием реликтов оливина (Ol1) (см. рис. 4.2-2, 4.2-3) и хромшпинели (Spl1) (см. рис. 4.2-6 А, Г) гарцбургитов внутри пироксенитовых жил. Образование пироксенитовых жил носит стадийный характер, на это указывают реликты оливина (Ol1) внутри зерен ортопироксена (см. рис. 4.2-3), и реликты новообразованного ортопироксена (по Ol1) внутри зерен клинопироксена (см. рис. 4.2-5).

Исследование состава минералов показало, что в процессе образования пироксенитовых жил минералы перидотитов (Ol1, Spl1) ассимилируются под действием просачивающегося расплава. На это указывают как их петрографические особенности – неправильная, округлая форма Ol1 и Spl1 (см. рис. 4.2-2, 4.2-3, 4.2-6) постепенное уменьшение размера и количества Spl1 в ряду ортопироксенит – вебстерит, так и изменение состава реликтовых фаз – растет содержание  $TiO_2$  в Spl1 (до 0.15 мас. %, см. рис. 5.1-3) и NiO в Ol1 (до 0.5 мас. %, см. рис. 5.2-1). Скорость и степень ассимиляции зависят от недонасыщенности просачивающегося расплава компонентами вмещающей породы (Ol1 и Spl1), а также от температуры расплава и самих вмещающих пород. Известно, что хромшпинель и оливин не равновесны с высоко-Si расплавами в интервале давлений вплоть до 3 GPa [Milholland, Presnall, 1998].

Другие минералы – орто- и клинопироксен образуются в рамках данного процесса, причем в маломощных ортопироксенитовых жилах состав пироксенов больше смещен (падение Mg#) в сторону составов пироксенов из надсубдукционных перидотитов (см. рис. 5.3-1, 5.3-2), а в мощных вебстеритовых жилах наоборот – наблюдается большее равновесие с бонинитовым расплавом. При этом в самих пироксенах нет характерной для кумулятов зональности внутри зерна (падение Mg# от центра к краю и т.п.), они имеют однородный состав. Исследование отдельных обнажений показало, что состав вновь образующихся минералов в начале буферизуется вмещающими перидотитами, а уже затем изменяется под воздействием просачивающегося расплава (см. рис. 5.4-1, 5.4-2, 5.4-3). При этом, редкоэлементные составы орто- и клинопироксенов пироксенитовых жил очень близки и похожи друг на друга (см. рис. 6.3-1 А, Б). Вероятно, магнезиальность и содержание главных элементов в пироксенитах частично буферизуется вмещающими перидотитами, а содержания несовместимых элементов в них отвечает содержанию в расплаве. На это также указывает сходимость редкоэлементных спектров клинопироксеновых вкрапленников из бонинитов Баянгольской аккреционной призмы и клинопироксенов из пироксенитовых жил Эгийнгольского массива (см. рис. 6.3-2), в то время как макрокомпоненты клинопироксенов (Mg#, содержания  $Al_2O_3$  и  $Cr_2O_3$ ) такой сходимости не демонстрируют. На это также указывает тот факт, что уровень содержаний несовместимых



элементов в клинопироксене не демонстрирует зависимости от обнажения, в котором был осуществлен пробоотбор, в то время как для макрокомпонентного состава минералов, это является определяющим фактором.

Согласно распределению несовместимых элементов, в породах массива наблюдается увеличение их содержания в ряду серпентинизированный гарцбургит – ортопироксенит – вебстерит (см. рис. 6.2-1, 6.2-2), что согласуется с увеличением модального количества клинопироксена – основного концентратора несовместимых элементов в данных породах. При этом, спектр наиболее обогащенных вебстеритов по уровню и форме содержаний всех редких элементов приближается к таковым для высоко-Са бонинитов Баянгола (см. рис. 6.2-2 Б), что является дополнительным свидетельством в пользу образования пироксенитовых жил при взаимодействии бонинитов с истощенными перидотитами надсубдукционной зоны.

Отдельно следует остановиться на содержании элементов группы HFS, а именно Zr и Hf. Содержания этих элементов демонстрируют повышенные содержания (0.1-0.3 содержания PM) относительно соседних Sm и Eu только в ортопироксенитовых жилах и контактирующих гарцбургитах (с ортопироксенитами и вебстеритами), тогда как в гарцбургитах на удалении и вебстеритовых жилах такого повышения не наблюдается (см. рис. 6.2-1, 6.2-2). Причем такие же повышенные содержания Zr и Hf наблюдается в бонинитах по всему миру [Kamenetsky et al., 2002; Li et al., 2013; Shchipansky, 2016] и в бонинитах Баянгола, в частности [Симонов и др., 2004]. Становится очевидным, что значительное повышение содержаний Zr и Hf в ортопироксенитах и контактирующих гарцбургитах было вызвано процессом взаимодействия расплав-порода при просачивании бонинитоподобного расплава. Согласно коэффициентам распределения известно, что оливин и ортопироксен могут содержать относительно REE большее количество Zr и Hf ( $Kd_{(Zr/Sm)Ol} = 5.5$ ,  $Kd_{(Hf/Sm)Ol} = 16$ ,  $Kd_{(Zr/Sm)Opx} = 3.2$ ,  $Kd_{(Hf/Sm)Opx} = 5.1$ ), чем клинопироксен ( $Kd_{(Zr/Sm)Cpx} = 0.89$ ,  $Kd_{(Hf/Sm)Cpx} = 1.13$ ) [Bedard, 1999]. Таким образом, сочетание процессов постоянной ассимиляции перидотитового субстрата с образованием на его месте пироксенитовых жил может приводить к обогащению Zr и Hf ортопироксенитов и контактирующих гарцбургитов – пород с самым большим модальным содержанием ортопироксена и оливина, а в вебстеритах, где количественно преобладает клинопироксен, такого обогащения наблюдаться не будет.

Распределение элементов платиновой группы + Re (см. рис. 6.4-1, 6.4-2, 6.4-4) также демонстрирует изменения в своем составе в ряду гарцбургит – ортопироксенит – вебстерит. Для платиноидов наблюдается последовательная трансформация спектра распределения от характерной для реститовых перидотитов в маломощных ортопироксенитовых жилах до «бонинитоподобной» в мощных вебстеритах. Известно, что PGE + Re являются сильно сидерофильными элементами, которые предпочтительно распределяются в металлическую и

сульфидную фазы, а также почти не подвержены переносу водными флюидами. Считается, что IPGE встречаются в породах верхней мантии в виде включений МПГ или сульфидов (осмирид, лаурит и т.п.) в силикатных минералах, тогда как PPGE встречаются в основном в виде интерстициальных сульфидов [Woodland et al., 2002]. Степень фракционирования PGE отражает степень частичного плавления, при этом, коэффициенты распределения для PGE и Re падают в ряду Os→Ir→Ru→Pt→Pd→Re. Поэтому повышенные содержания PPGE и Re в контактирующих гарцбургитах могут быть интерпретированы, как следствие взаимодействия перидотитов с просачивающимися расплавами, как это было, например, показано в работе [Lorand et al., 2010], где объясняется близость перидотитов массива Лерц составу примитивной мантии в следствие более позднего этапа рефертилизации. В перидотитах общий бюджет PGE + Re обеспечивается за счет МПГ, хромшпинели и силикатных минералов самих перидотитов. Известно, что хромшпинель и оливин содержат IPGE + Pt на 1-2 порядка больше чем пироксены [Luguet et al., 2007], однако, интерстициальные МПГ обеспечивают до 70% всего бюджета PGE, в более обедненных перидотитах (> 25% частичного плавления) это значение падает до 50%. Т.о. при ассимиляции оливина и хромшпинели при взаимодействии с бонинитоподобным расплавом содержание IPGE в образующихся пироксенитах будет падать, а содержание PPGE + Re наоборот расти в следствие отсадки низкотемпературных МПГ платиновой группы, как это было, например, показано в работе [Lorand et al., 2010].

При рефертилизации перидотитов Re-Os изотопная система будет наиболее удобным инструментом для изучения данного процесса и определения возрастных оценок. Эта изотопная система основана на радиоактивном распаде материнского изотопа  $^{187}\text{Re}$  до дочернего  $^{187}\text{Os}$ , при частичном плавлении Os, как наиболее совместимый элемент (среди PGE + Re) остается в тугоплавком рестите, а Re наоборот, как относительно несовместимый элемент перераспределяется в расплав. Это приводит к уменьшению Re/Os отношения в реститах, и, наоборот, к увеличению этого отношения в комплементарных им расплавах [Батанова и др., 2009]. Т.о. повышенные значения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  и  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  в пироксенитах Эггингола (см. рис. 6.4-5) относительно составов РМ и поля надсубдукционных перидотитов также указывают на ведущую роль расплава в процессе образования пироксенитов и их изотопной подписи. Гарцбургиты Восточного и Западного блока, находящиеся на удалении от пироксенитовых жил характеризуются относительно низкими не радиогенными отношениями  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{(t=0)}$  (0.1193833-0.1231154, см. рис. 6.4-5). Расчет модельных возрастов этих образцов дает близкие и самые древние модельные возраста для пород массива –  $T_{\text{MA}}$  ( $1285 \pm 2$  –  $1377 \pm 1$  млн. лет) и  $T_{\text{RD}}$  ( $1256 \pm 2$  –  $1312 \pm 1$  млн. лет). Однако, контактирующие с пироксенитовыми жилами, гарцбургиты демонстрируют более радиогенные отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{(t=0)}$  (0.1209208-0.1281416, см. рис. 6.4-5), в этих образцах также наблюдается обогащение PPGE + Re (см. рис. 6.4-1, 6.4-2, 6.4-4), что

указывает на добавку радиогенных Re и Os при взаимодействии с расплавом, поэтому модельные возрасты для этих образцов смещаются в область отрицательных значений. В самих пироксенитовых жилах отношение  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{(t=0)}$  возрастает до сильно-радиогенных значений (0.1279073-0.2073036, см рис. 6.4-5), что не позволяет рассчитать корректный модельный возраст, и что также коррелирует с изменением спектра распределения PGE + Re (см. рис. 6.4-1, 6.4-2, 6.4-4). Согласно проведенным изотопным исследованиям в породах Эгийнгола наблюдается увеличение  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  и  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  изотопных отношений в ряду гарцбургит – пироксенитовая жила. Гарцбургиты на удалении от пироксенитовых жил с самыми низкими радиогенными отношениями Re и Os, по-видимому, не были затронуты процессами взаимодействия с расплавом, и поэтому их модельный возраст отражает последний этап частичного плавления, который соответствует среднему Протерозою.

Пироксениты Эгийнгола характеризуются небольшим развитием вторичных водосодержащих минералов (< 3 об. %, см. табл. 5.1-1), что позволило отобрать неизмененные пироксены под биноклем для исследования изотопного состава кислорода. Орто- и клинопироксены пироксенитовых жил характеризуются разбросом значений  $\delta^{18}\text{O}$  от 5.5 до 6.8 ‰. Наблюдается прямая корреляция между величиной  $\delta^{18}\text{O}$ , составом пироксенита и его мощностью – в маломощном ортопироксените MP13-10  $\delta^{18}\text{O}$  составляет 5.5 (см. рис. 6.4-2 А), в мощных ортопироксенитах  $\delta^{18}\text{O}$  варьирует от 5.8 до 6.4 (рис. 6.4-2 Б-В), в вебстеритах наблюдаются максимальные значения  $\delta^{18}\text{O}$  6.6-6.8 (см. рис. 6.4-2 Г). Такое изменение изотопного состава кислорода также коррелирует с изменением спектра распределения PGE. При этом, интервал  $\delta^{18}\text{O}$  в минералах мантийных реститовых перидотитов по разным оценкам составляет 5.1-5.9 [Boschi et al., 2008; Matthey et al., 1994]. Поскольку вторичные изменения пироксенитов носят ограниченный характер, то повышение значений  $\delta^{18}\text{O}$  могло быть вызвано только участием расплавов с высокими величинами  $\delta^{18}\text{O}$ , что привело к изотопно-кислородному сдвигу в изучаемых пироксенитах. Подобный процесс, например, наблюдается в реакционных ортопироксен-плагноклазовых жилах, которые образуются при реакции перидотитов мантийного клина с Si-насыщенными расплавами, что приводит к увеличению  $\delta^{18}\text{O}$  в ортопироксенах с мантийных значений до 7-9.5 ‰ [Dallai et al., 2019]. Вероятно, изотопные значения  $\delta^{18}\text{O}$  в пироксенах пироксенитовых жил могли быть еще выше, т.к. переуравновешивание изотопов кислорода между новообразованными пироксенами и минералами вмещающих гарцбургитов может протекать достаточно быстро (в течение первых млн лет) при мантийных (>900 °C) температурах, однако не сможет привести к полному равновесию с минералами мантийных пород [Dallai et al., 2019; Ingrin et al., 2001].

В хромшпинелидах (Spl2) одной из мощных ортопироксенитовых жил были обнаружены расплавные и минеральные включения (см. рис. 7.1-1, 7.1-2). Было установлено, что по составу

минеральные включения соответствуют энстатиту и они близки по составу ортопироксенам самой ортопироксенитовой жилы, в которых были обнаружены (см. рис. 7.1-3). Сами расплавные включения отвечают составу бонинитов с повышенным содержанием MgO (см. рис. 6.1-4 Б). Наличие газовых пузырьков в части расплавных включений и включений амфиболов в хромшпинелиде свидетельствует о флюидонасыщенности расплавов. В связи с этим можно предположить, что расплавные включения в хромшпинелидах ортопироксенитовой жилы представляет собой гибридный расплав, который был образован путем смешения примитивных протобонинитовых расплавов и перидотитового субстрата, который обогащал получаемый расплав магнием.

Согласно проведенным расчетам P-T (по составу ПВ и составу пироксенов) было установлено, что рассмотренные пироксениты формировались при участии высокомагнезиальных (24-30 мас. % MgO) расплавов бонинитового характера при температурах 1320-1387 °C и давлениях 0.6-1.5 GPa, содержание воды в расплаве при этом составляло ~1-2 мас. %.

Состав ассоциирующих с пироксенитовыми жилами хромититов также указывает на бонинитовый расплав как родительский. Такой вывод был сделан исходя из расчетных содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub> в родительском расплаве по уравнениям [Maurel, Maurel, 1982] на основе состава хромшпинелидов хромититов (см. рис. 5.1-4). Особенности распределения МПГ в хромититах и их реликтовая природа позволяют отнести хромититы к подформному типу, чье формирование также связывается с взаимодействием высоко-Si субдукционных расплавов с деплетированными перидотитами, при возможном участии водонасыщенного флюида [Melcher et al., 1999].

#### Выводы:

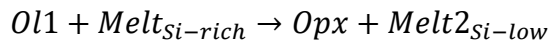
Предлагается следующая модель образования пироксенитовых жил Эггингольского массива:

Этап 1 – частичное плавление перидотитового субстрата. Перидотиты Эггингольского массива имеют релитовую природу, суммарная степень плавления которых составляет ~20-22 % их плавление начиналось в зоне растяжения (СОХ или задугового бассейна), а доплавление происходило в надсубдукционной зоне. Это подтверждается составом хромшпинелей (Cr# 0.35-0.6, содержание TiO<sub>2</sub> < 0.1 мас. %) и обедненными спектрами распределения несовместимых элементов (U-образная форма) образцов серпентинизированных гарцбургитов, удаленных от области развития пироксенитовых жил.

Этап 2 – просачивание расплавов через надсубдукционные перидотиты. Перидотиты Эггингола, находящиеся вблизи пироксенитовых жил, но не контактирующие с ними, имеют признаки межпорового фронтального просачивания островодужных расплавов, что привело к

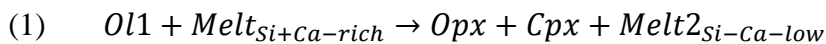
модификации состава реститов. Это регистрируется повышением уровня хромистости шпинелей до 0.65-0.75, что при этом не согласуется со степенью плавления, оцененной по уровню содержания несовместимых элементов в породе, повышенными содержаниями элементов группы HFS в породе относительно перидотитов, не затронутых данным процессом.

Этап 3 – образование ортопироксенитовых жил. Межпоровый просачивающийся расплав, в результате увеличения пористости отдельных блоков перидотитов, стал фокусироваться в узкие каналы. Это выразилось в образовании самых маломощных (< 1 см) ортопироксенитовых жил, где наблюдаются одновременно реликты перидотитового оливина, с соответствующими характеристиками, и новообразованные зерна ортопироксена. Образование ортопироксена происходит *in situ* по оливину, это подтверждается петрографическими наблюдениями и значительным повышением содержания NiO в реликтовых оливинах (до 0.55 мас. % против 0.35-0.4 в перидотитах). Т.е. маломощные ортопироксенитовые жилы представляют собой результат реакционного взаимодействия расплав-перидотит, образование ортопироксена в таком случае описывается следующей реакцией [Kaczmarek, Müntener, 2008; Rogkala et al., 2017]:

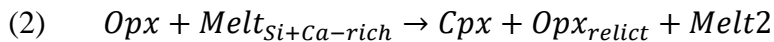


Где: Ol1 – оливин реститовых гарцбургитов,  $Melt_{Si-rich}$  – обогащенный кремнием просачивающийся расплав,  $Melt_{2Si-low}$  – расплав, обедненный кремнием после взаимодействия.

Этап 4 – образование вебстеритовых жил. В дальнейшем просачивание расплава привело к еще большему увеличению пористости и мощности пироксенитовых жил, что изменило процесс преобразования перидотитов, и кроме ортопироксена начал образовываться клинопироксен. В случае если предполагать дальнейший реакционный тип формирования пироксенитовых жил, то образование клинопироксена можно описать двумя возможными реакциями



и



Где:  $Opx_{relict}$  – реликт ортопироксена.

Если в первом случае [Rogkala et al., 2017] предполагается совместное образование орто- и клинопироксена по оливину, то во втором [Suhr et al., 2008] формируется клинопироксен по ортопироксену за счет привноса кальция и выноса магния и железа из реликтового ортопироксена. В пользу первой реакции свидетельствует тот факт, что образование двух пироксенов происходит по схожему механизму как для ортопироксена. Однако, отсутствие реликтов оливина (Ol1) в клинопироксенах вебстеритовых жил и отсутствие маломощных вебстеритовых жил как таковых свидетельствует о маловероятности протекания такой реакции. Наиболее вероятна вторая реакция, где предварительно сформировавшийся ортопироксен

подвергся повторному взаимодействию с просачивающимся расплавом при более высоких отношениях расплав/порода ( $\sim 1$ ), что привело к преобразованию ортопироксена в клинопироксен [Suhr et al., 2008]. На это также указывают реликты зерен ортопироксена в клинопироксенах вебстеритов. Вынос магния и железа из ортопироксена сопровождается образованием более высокомагнезиального клинопироксена. Можно предположить, что избыток магния и железа (в большей степени) перераспределяются в реликтовую хромшпинель, что приводит к понижению магнезиальности последней (см. рис. 5.1-2).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эггингольский перидотитовый массив является уникальным хорошо сохранившимся объектом, где одновременно возможно наблюдать как процессы плавления древних мантийных пород, так и процессы взаимодействия этих пород с просачивающимися расплавами, что в итоге привело к образованию пироксенитовых жил. Впервые были опробованы и изучены все породные разновидности Эггингольского массива. Было установлено, что пироксенитовые жилы развиваются в центральной части массива, площадь развития составляет  $\sim 4$  км<sup>2</sup>. Мощность данных жил варьирует от первых сантиметров до 1.5 м. Рядом с ними были впервые обнаружены россыпи хромититов подиформного типа.

Петрографические и микрозондовые исследования состава минералов показали, что все породы массива испытали одни и те же метаморфические преобразования регрессивного характера. Было показано, что образование пироксенитовых жил происходило до метаморфических событий. Установленные реликтовые минералы гарцбургитов (Sp11, Ol1) в пироксенитовых жилах ясно указывают на генетическую близость пироксенитов и вмещающих гарцбургитов.

Распределение главных и несовместимых элементов в породах и слагающих их минералах в рамках отдельных обнажений показало, что при образовании орто- и клинопироксенов пироксенитовых жил их макрокомпонентный состав буферизуется вмещающим гарцбургитом, тогда как редкоэлементный – преобразующим расплавом. Постепенное увеличение содержаний несовместимых элементов (LILE, HFSE, REE) от ортопироксенитов к вебстеритам согласуется с модальным увеличением количества клинопироксена в породе.

Данные по распределению элементов платиновой группы и изотопии осмия и кислорода однозначно свидетельствуют о последовательном образовании вначале ортопироксенитовых прожилков малой мощности, затем ортопироксенитов большой мощности, и в завершение – вебстеритов. Расчет модельных возрастов реститовых гарцбургитов Западного блока, не затронутых процессом образования пироксенитовых жил, составляют –  $T_{MA}$  ( $1285 \pm 2$  –  $1377 \pm 1$  млн. лет) и  $T_{RD}$  ( $1256 \pm 2$  –  $1312 \pm 1$  млн. лет) и, соответственно, предполагают мезопротерозойский этап плавления мантии.

Исследования расплавных включений позволили количественно оценить состав преобразующего перидотиты расплава и оценить P-T параметры процесса образования пироксенитов. Расплав соответствует высокомагнезиальным разновидностям бонинитов Баянгольской аккреционной призмы (Джидинская палеоостроводужная система). P-T условия образования пироксенитов составляют –  $P \sim 0.6-1.5$  GPa и  $T$  1320-1387 °C. Состав расчетных

родоначальных расплавов для подформных хромитов Эгийнгола также имеют бонинитовый состав, что дополнительно подтверждает полученные выводы.

В результате, подготовлена уникальная аналитическая база данных по породам мантийного разреза древней океанической коры, которые формировались в результате частичного плавления (перидотиты), реакционного взаимодействия (пироксениты) и кристаллизации из расплава (хромититы).



**Список литературы**

1. Альмухамедов А. И., Гордиенко И. В., Кузьмин М. И., Томуртоого О., Томурхуу Д. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. 1996. Т. 4. С. 25–42.
2. Альмухамедов А. И., Гордиенко И. В., Кузьмин М. И., Томуртоого О., Томурхуу Д. Бониниты Джидинской зоны каледонид, северная Монголия // Доклады Академии Наук. 2001. Т. 377. № 4. С. 526–529.
3. Базылев Б. А. Петрология и геохимия океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества. Москва, 2003. 438 с.
4. Батанова В. Г., Брюгманн Г. Е., Савельева Г. Н., Соболев А. В. Использование Re-Os изотопной системы для датирования мантийных процессов, на примере офиолитовых комплексов // Третья международная конференция. Томск: ТГУ, 2009. С. 77–80.
5. Батанова В. Г., Савельева Г. Н. Миграция расплавов в мантии под зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 992–1012.
6. Беличенко В. Г. О новых находках фауны археоциат в верховьях р. Джиды (Южное Прибайкалье) // Доклады Академии Наук СССР. 1963. Т. 151. № 3.
7. Беличенко В. Г. Нижний палеозой западного Забайкалья. Москва: Наука, 1969. 206 с.
8. Белоусов И. А., Батанова В. Г., Савельева Г. Н., Соболев А. В. Свидетельство надсубдукционной природы мантийных пород Войкаро-Сыншинского офиолитового массива, Полярный Урал // Доклады Академии Наук. 2009. Т. 429. № 2. С. 238–243.
9. Гордиенко И., Гороховский Д., Елбаев А., Баянова Т. Новые данные о возрасте раннепалеозойского габброидного и гранитоидного магматизма Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Доклады академии наук. 2015. Т. 463. № 5. С. 576–576.
10. Гордиенко И., Ковач В., Елбаев А., Котов А., Сальникова Е., Резницкий Л., Яковлева С., Анисимова И. Возраст и условия формирования коллизионных гранитоидов Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса, Юго-Западное Забайкалье // Петрология. 2012. Т. 20. № 1. С. 45–45.
11. Гордиенко И., Филимонов А., Минина О., Горнова М., Медведев А., Климук В., Елбаев А., Томуртоого О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде—палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 120–141.
12. Горнова М. А., Кузьмин М. И., Гордиенко И. В., Медведев А. Я., Альмухамедов А. И. Особенности состава надсубдукционных перидотитов на примере Эгийнгольского массива // Доклады Академии Наук. 2008. Т. 420. № 5. С. 669–673.
13. Горнова М. А., Кузьмин М. И., Гордиенко И. В., Медведев А. Я., Альмухамедов А. И. Геохимия и петрология Эгийнгольского перидотитового массива: реставрация условий плавления и взаимодействия с бонинитовым расплавом // Литосфера. 2010. № 5. С. 25–45.
14. Елбаев А., Гордиенко И., Баянова Т., Гороховский Д., Орсов Д., Бадмацыренова Р., Зарубина О. U-Pb-возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитов офиолитовой ассоциации

- Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье) // Доклады Академии наук. 2018. Т. 478. № 4. С. 452–455.
15. Ильин А. В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембри-кембрии. Москва: Наука, 1982. 116 с.
16. Каримов А. А., Горнова М. А., Беляев В. А., Энхбат Д. Хромшпинелиды из ультрамафитов и хромититов Эгийнгольского массива (Северная Монголия) // Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т. 40. № 4. С. 9–29.
17. Козьменко О. А., Палесский С. В., Николаева И. В., Томас В. Г., Аношин Г. Н. Усовершенствование методики химической подготовки геологических образцов в трубках кариуса для определения элементов платиновой группы и рения // 2011. Т. 15. № 4. С. 378–385.
18. Колман Р. Г. Офиолиты. Москва: Наука, 1979. 262 с.
19. Леднева Г. В., Базылев Б. А., Кузьмин Д. В., Кононкова Н. Н. Жильные пироксениты в шпинелевых перидотитах Уннаваямской пластины Куюльского офиолитового террейна (Корякское нагорье): генезис и обстановка формирования, «Геохимия» // Геохимия. 2017. № 4. С. 302–313.
20. Леднева Г. В., Базылев Б. А., Моисеев А. В., Соколов С. Д., Ишиватари А., Кузьмин Д. В., Беляцкий Б. В. Офиолитовый комплекс р. Матачингай на Восточной Чукотке: фрагмент литосферы мезозойского задугового бассейна // Геотектоника. 2018. № 4. С. 54–76.
21. Львов А. В. Из геологического прошлого средней части долины р. Иркута // Известия Восточно-Сибирского отделения Русского географического общества. 1924. Т. 16. № 3.
22. Налетов П. И. Геологические исследования верхнего течения р. Джиды. , 1935.
23. Округин А. Значение типоморфизма хромшпинелидов для прогнозирования коренных источников россыпной платины восточной части Сибирской платформы // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 3–10.
24. Пинус Г. В., Агафонов Л. В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. Москва: Наука, 1984. 200 с.
25. Резницкий Л., Ковач В., Бараш И., Плоткина Ю., Ван К.-Л., Чун С.-Л. Возраст и источники терригенных пород Джидинского террейна: результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритовых цирконов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 5. С. 3–29.
26. Савельева Г. Н., Соболев А. В., Батанова В. Г., Суслов П. В., Брюгманн Г. Е. Структура каналов течения расплавов в мантии // Геотектоника. 2008. Т. 6. С. 25–45.
27. Симонов В. А., Альмухамедов А. И., Ковязин С. В., Медведев А. Я., Тикунов Ю. В. Условия петрогенезиса бонинитов из офиолитов Джидинской зоны, северная Монголия (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 6. С. 651–662.
28. Симонов В. А., Иванов К. С., Смирнов В. Н., Ковязин С. В. Физико-химические параметры расплавов, принимавших участие в формировании хромитовых руд Ключевского ультраосновного массива (Средний Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 2. С. 125–139.

29. Симонов В. А., Приходько В. С., Ковязин С. В. Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы // *Петрология*. 2011. Т. 19. № 6. С. 279–598.
30. Соболев А., Портнягин М., Дмитриев Л., Цамерян О., Данюшевский Л., Кононкова Н., Шимизу Н., Робинсон П. Петрология ультрамафических лав и ассоциирующих пород массива Троодос, о-в Кипр // *Петрология*. 1993. Т. 1. № 4. С. 379–412.
31. Толстых М. Л., Наумов В. Б., Ярмолюк В. В. Адакиты и адакитовые расплавы: составы пород, закалочных стекол и включений в минералах // *Петрология*. 2017. № 3. С. 299–312.
32. Чудненко К., Авченко О., Вах А., Чудненко А. К. Петрологический инструмент для вычисления реального минералогического состава горной породы (программа МС) // *Геоинформатика*. 2014. № 2. С. 44–54.
33. Шалаев К. А. Геологический очерк района среднего течения р. джиды. Джидинский рудный район. Иркутск: Иркут, 1935. Вып. Труды ВСГРТ. 282 с.
34. Ячевский Л. А. Предварительный отчет об исследовании местности, прилегаемой к южной части Байкала. СПб.: Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги, 1898.
35. Acken D. van, Becker H., Walker R. J., McDonough W. F., Wombacher F., Ash R. D., Piccoli P. M. Formation of pyroxenite layers in the Totalp ultramafic massif (Swiss Alps) – Insights from highly siderophile elements and Os isotopes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. V. 74. No. 2. P. 661–683.
36. Adam J., Green T. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behaviour // *Contrib Mineral Petrol*. 2006. V. 152. No. 1. P. 1–17.
37. Aldanmaz E., Schmidt M. W., Gourgaud A., Meisel T. Mid-ocean ridge and supra-subduction geochemical signatures in spinel–peridotites from the Neotethyan ophiolites in SW Turkey: Implications for upper mantle melting processes // *Lithos*. 2009. V. 113. No. 3–4. P. 691–708.
38. Allègre C., Turcotte D. Implications of two-component marble-cake mantle // *Nature*. 1986. V. 323. No. 11. P. 123–127.
39. Amosova A. A., Panteeva S. V., Tatarinov V. V., Chubarov V. M., Finkelstein A. L. X-ray fluorescence determination of major rock forming elements in small samples 50 and 110 mg // *Analytics and control*. 2015. V. 19. No. 2. P. 130–138.
40. Anderson D. L., Anderson D. L. *New theory of the Earth*. Cambridge, UK ; New York: Cambridge University Press, 2007. 384 P.
41. Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // *Chemical Geology*. 1994. V. 113. No. 3–4. P. 191–204.
42. Arai S. Petrology of peridotite xenoliths from iraya volcano, Philippines, and its implication for dynamic mantle-wedge processes // *Journal of Petrology*. 2004. V. 45. No. 2. P. 369–389.
43. Arai S., Ishimaru S., Okrugin V. M. Metasomatized harzburgite xenoliths from Avacha volcano as fragments of mantle wedge of the Kamchatka arc: Implication for the metasomatic agent // *Isl Arc*. 2003. V. 12. No. 2. P. 233–246.

44. Ballhaus C., Bockrath C., Wohlgenuth-Ueberwasser C., Laurenz V., Berndt J. Fractionation of the noble metals by physical processes // *Contrib Mineral Petrol.* 2006. V. 152. No. 6. P. 667–684.
45. Barth M. G., Rudnick R. L., Horn I., McDonough W. F., Spicuzza M. J., Valley J. W., Haggerty S. E. Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa, part I: A link between low MgO eclogites and Archean crust formation // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2001. V. 65. No. 9. P. 1499–1527.
46. Batanova V. G. Mantle Lherzolites from Troodos Ophiolites: Mineralogy and Ion Probe Geochemistry of Clinopyroxenes // *Mineralogical Magazine.* 1994. V. 58A. No. 1. P. 57–58.
47. Batanova V. G., Belousov I. A., Savelieva G. N., Sobolev A. V. Consequences of Channelized and Diffuse Melt Transport in Supra-subduction Zone Mantle: Evidence from the Voykar Ophiolite (Polar Urals) // *Journal of Petrology.* 2011. V. 52. No. 12. P. 2483–2521.
48. Batanova V. G., Sobolev A. V. Compositional heterogeneity in subduction-related mantle peridotites, Troodos massif, Cyprus // *Geology.* 2000. V. 28. No. 1. P. 55–58.
49. Becker H., Horan M. F., Walker R. J., Gao S., Lorand J.-P., Rudnick R. L. Highly siderophile element composition of the Earth's primitive upper mantle: Constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2006. V. 70. No. 17. P. 4528–4550.
50. Bedard J. H. Petrogenesis of boninites from the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland, Canada: Identification of subducted source components // 1999. V. 40. No. 12. P. 1853–1889.
51. Belousov I., Batanova V., Sobolev A., Savelieva G., Danyushevsky L., Draayers E. Pyroxenites from mantle section of Voykar Ophiolite – Melt/peridotite reaction and crystallization in SSZ mantle // *Lithos.* 2021.
52. Belyaev V. A., Gornova M. A., Gordienko I. V., Karimov A. A., Medvedev A. Ya., Ivanov A. V., Dril S. I., Grigoriev D. A., Belozerova O. Yu. Late Cambrian calc-alkaline magmatism during transition from subduction to accretion: Insights from geochemistry of lamprophyre, dolerite and gabbro dikes in the Dzhida terrain, Central Asian orogenic belt // *Lithos.* 2021. V. 386–387.
53. Bénard A., Nebel O., Ionov D. A., Arculus R. J., Shimizu N., Métrich N. Primary silica-rich picrite and high-Ca boninite melt inclusions in pyroxenite veins from the Kamchatka sub-arc mantle // *Journal of Petrology.* 2016. V. 57. No. 10. P. 1955–1982.
54. Berly T. J. Supra-subduction Zone Pyroxenites from San Jorge and Santa Isabel (Solomon Islands) // *Journal of Petrology.* 2006. V. 47. No. 8. P. 1531–1555.
55. Bizimis M., Salters V. J. M., Bonatti E. Trace and REE content of clinopyroxenes from supra-subduction zone peridotites. Implications for melting and enrichment processes in island arcs // *Chemical Geology.* 2000. V. 165. No. 1–2. P. 67–85.
56. Bodinier J.-L., Garrido C. J., Chanefo I., Bruguier O., Gervilla F. Origin of pyroxenite-peridotite veined mantle by refertilization reactions: Evidence from the Ronda peridotite (Southern Spain) // *Journal of Petrology.* 2008. V. 49. No. 5. P. 999–1025.
57. Boev B., Prelević D., Božović M., Erić S., Cvetković V. Olivine websterite veins cutting the Rabrovo serpentinites (South Macedonia): new evidence of the arc setting of the east Vardar ophiolites? // *Contributions.* 2017. V. 34. No. 1–2.
58. Borghini G., Rampone E., Zanetti A., Class C., Cipriani A., Hofmann A. W., Goldstein S. L. Meter-scale Nd isotopic heterogeneity in pyroxenite-bearing Ligurian peridotites encompasses global-scale upper mantle variability // *Geology.* 2013. V. 41. No. 10. P. 1055–1058.

59. Borghini G., Rampone E., Zanetti A., Class C., Fumagalli P., Godard M. Ligurian pyroxenite-peridotite sequences (Italy) and the role of melt-rock reaction in creating enriched-MORB mantle sources // *Chemical Geology*. 2020. V. 532.
60. Boschi C., Dini A., Früh-Green G. L., Kelley D. S. Isotopic and element exchange during serpentinization and metasomatism at the Atlantis Massif (MAR 30°N): Insights from B and Sr isotope data // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. V. 72. No. 7. P. 1801–1823.
61. Bottazzi P., Ottolini L., Vanucci R., Zanetti A. An accurate procedure for the quantification of rare earth elements in silicates // *Secondary Ion Mass Spectrometry*. Yokohama, Japan: Wiley, 1994. P. 927–930.
62. Braun M. G., Kelemen P. B. Dunite distribution in the Oman Ophiolite: Implications for melt flux through porous dunite conduits: Dunite distribution in the Oman ophiolite // *Geochem.-Geophys.-Geosyst.* 2002. V. 3. No. 11. P. 1–21.
63. Brearley M., Scarfe C. M. Dissolution rates of upper mantle minerals in an alkali basalt melt at high pressure: An experimental study and implications for ultramafic xenolith survival // *Journal of Petrology*. 1986. V. 27. No. 5. P. 1157–1182.
64. Brenan J. M. Re–Os fractionation by sulfide melt–silicate melt partitioning: A new spin // *Chemical Geology*. 2008. V. 248. No. 3–4. P. 140–165.
65. Brey G. P., Köhler T. Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites II. New Thermobarometers, and Practical Assessment of Existing Thermobarometers // *Journal of Petrology*. 1990. V. 31. No. 6. P. 1353–1378.
66. Büchl A., Brüggemann G., Batanova V. G., Münker C., Hofmann A. W. Melt percolation monitored by Os isotopes and HSE abundances: a case study from the mantle section of the Troodos Ophiolite // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 204. No. 3–4. P. 385–402.
67. Büchl A., Brüggemann G. E., Batanova V. G., Hofmann A. W. Os mobilization during melt percolation: The evolution of Os isotope heterogeneities in the mantle sequence of the troodos ophiolite, Cyprus // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2004. V. 68. No. 16. P. 3397–3408.
68. Calmus T., Aguillón-Robles A., Maury R. C., Bellon H., Benoit M., Cotten J., Bourgois J., Michaud F. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (“bajaites”) from Baja California, Mexico: the role of slab melts // *Lithos*. 2003. V. 66. No. 1–2. P. 77–105.
69. Cameron W. E. Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus // *Contr. Mineral. and Petrol.* 1985. V. 89. No. 2–3. P. 239–255.
70. Castellanos J. C., Perry-Houts J., Clayton R. W., Kim Y., Stanciu A. C., Niday B., Humphreys E. Seismic anisotropy reveals crustal flow driven by mantle vertical loading in the Pacific NW // *Sci. Adv.* 2020. V. 6. No. 28. P. eabb0476.
71. Cerny P., London D., Novak M. Granitic pegmatites as reflections of their sources // *Elements*. 2012. V. 8. No. 4. P. 289–294.
72. Chen L., Tang L., Li X., Zhang J., Wang W., Li Z., Wang H., Wu X., Chu F. Ancient melt depletion and metasomatic history of the subduction zone mantle: Osmium isotope evidence of peridotites from the Yap Trench, Western Pacific // *Minerals*. 2019. V. 9. No. 12. P. 717.

73. Chu Z., Yan Y., Chen Z., Guo J., Yang Y., Li C., Zhang Y. A comprehensive method for precise determination of Re, Os, Ir, Ru, Pt, Pd concentrations and Os isotopic compositions in geological samples // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2015. V. 39. No. 2. P. 151–169.
74. Chum C. Cumulate pyroxenite and pyroxenite dykes in the Troodos ophiolite, Cyprus // 2014.
75. Clénet H., Ceuleneer G., Pinet P., Abily B., Daydou Y., Harris E., Amri I., Dantas C. Thick sections of layered ultramafic cumulates in the Oman ophiolite revealed by an airborne hyperspectral survey: Petrogenesis and relationship to mantle diapirism // *Lithos*. 2010. V. 114. No. 3–4. P. 265–281.
76. Cluzel D., Ulrich M., Jourdan F., Meffre S., Paquette J.-L., Audet M.-A., Secchiari A., Maurizot P. Early Eocene clinoenstatite boninite and boninite-series dikes of the ophiolite of New Caledonia; a witness of slab-derived enrichment of the mantle wedge in a nascent volcanic arc // *Lithos*. 2016. V. 260. P. 429–442.
77. Dallai L., Bianchini G., Avanzinelli R., Natali C., Conticelli S. Heavy oxygen recycled into the lithospheric mantle // *Scientific Reports*. 2019. V. 9. No. 1.
78. Dantas C., Ceuleneer G., Gregoire M., Python M., Freydier R., Warren J., Dick H. J. B. Pyroxenites from the Southwest Indian Ridge, 9-16 E: Cumulates from incremental melt fractions produced at the top of a cold melting regime // *Journal of Petrology*. 2007. V. 48. No. 4. P. 647–660.
79. Danyushevsky L. V., Plechov P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes: PETROLOG3 // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2011. V. 12. No. 7.
80. Danyushevsky L. V., Sobolev A. V., Falloon T. J. North Tongan high-Ca boninite petrogenesis: The role of samoan plume and subduction zone-transform fault transition // *Journal of Geodynamics*. 1995. V. 20. No. 3. P. 219–241.
81. Debret B., Albers E., Walter B., Price R., Barnes J. D., Beunon H., Facq S., Gillikin D. P., Mattielli N., Williams H. Shallow forearc mantle dynamics and geochemistry: New insights from IODP Expedition 366 // *Lithos*. 2019. V. 326–327. P. 230–245.
82. Defant M. J., Drummond M. S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*. 1990. V. 347. No. 6294. P. 662–665.
83. Deines P., Haggerty S. E. Small-scale oxygen isotope variations and petrochemistry of ultradeep (>300 km) and transition zone xenoliths // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. V. 64. No. 1. P. 117–131.
84. Dick H. J. B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1984. V. 86. No. 1. P. 54–76.
85. Dick H. J. B., Sinton J. M. Compositional layering in Alpine peridotites: evidence for pressure solution creep in the mantle // *The Journal of Geology*. 1979. V. 87. No. 4. P. 403–416.
86. Distler V. V., Kryachko V. V., Yudovskaya M. A. Ore petrology of chromite-PGE mineralization in the Kempirsai ophiolite complex // *Mineralogy and Petrology*. 2008. V. 92. No. 1–2. P. 31–58.
87. Eiler J. M. Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2001. V. 43. No. 1. P. 319–364.
88. Eiler J. M., Crawford A., Elliott T., Farley K. A., Valley J. W., Stolper E. M. Oxygen isotope geochemistry of oceanic-arc lavas // 2000. V. 41. No. 2. P. 28.

89. Eslami A., Borghini G., Montanini A., Grieco G., Marchesi C. Petrological constraints on the origin of pyroxenite dykes in the lithospheric mantle of the Cheshmeh-Bid ophiolitic massif, Southern Iran // *Ofioliti*. 2021. V. 46. No. 1.
90. Evans B., Frost R. Chrome-spinel in progressive metamorphism - a preliminary analysis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1975. V. 39. P. 959–972.
91. Fan W., Jiang N., Hu J., Liu D., Zhao L., Li T. A metasomatized 18O-rich veined lithospheric mantle source for ultrapotassic magmas // *Lithos*. 2021. V. 382–383. P. 105964.
92. Foden J. D., Green D. H. Possible role of amphibole in the origin of andesite: some experimental and natural evidence // *Contr. Mineral. and Petrol.* 1992. V. 109. No. 4. P. 479–493.
93. Fonseca R. O. C., Mallmann G., St.C.O'Neill H., Campbell I. H. How chalcophile is rhenium? An experimental study of the solubility of Re in sulphide mattes // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. V. 260. No. 3–4. P. 537–548.
94. Frey A. F. The origin of pyroxenites and garnet pyroxenites from Salt Lake Crater, Oahu, Hawaii: trace element evidence // *American journal of science*. 1980. No. 280. P. 427–449.
95. Gaetani G. A., Grove T. L. The influence of water on melting of mantle peridotite // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1998. V. 131. No. 4. P. 323–346.
96. Garrido C. J., Bodinier J.-L. Diversity of Mafic Rocks in the Ronda Peridotite: Evidence for Pervasive Melt–Rock Reaction during Heating of Subcontinental Lithosphere by Upwelling Asthenosphere // *Journal of Petrology*. 1999. V. 40. No. 5. P. 729–754.
97. González-Jiménez J. M., Griffin W. L., Proenza J. A., Gervilla F., O'Reilly S. Y., Akbulut M., Pearson N. J., Arai S. Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part II. The crystallization of chromitites // *Lithos*. 2014. V. 189. P. 140–158.
98. Grant T. B., Harlov D. E., Rhede D. Experimental formation of pyroxenite veins by reactions between olivine and Si, Al, Ca, Na, and Cl-rich fluids at 800 oC and 800 MPa: Implications for fluid metasomatism in the mantle wedge // *American Mineralogist*. 2016. V. 101. No. 4. P. 808–818.
99. Green T. H., Blundy J. D., Adam J., Yaxley G. M. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2–7.5 GPa and 1080–1200°C // *Lithos*. 2000. V. 53. No. 3–4. P. 165–187.
100. Grégoire M. Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea Part 2. Trace element characteristics of slab-derived fluids // *Lithos*. 2001. V. 59. No. 3. P. 91–108.
101. Hart S. R., Blusztajn J., Dick H. J. B., Meyer P. S., Muehlenbachs K. The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbros // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V. 63. No. 23–24. P. 4059–4080.
102. Harte B., Hunter R. H., Kinny P. D. Melt geometry, movement and crystallization, in relation to mantle dykes, veins and metasomatism // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. 1993. V. 342. No. 1663. P. 1–21.
103. Hauri E. H. Major-element variability in the Hawaiian mantle plume // *Nature*. 1996. V. 382. No. 6590. P. 415–419.

104. Hawthorne F. C., Oberti R., Harlow G. E., Maresch W. V., Martin R. F., Schumacher J. C., Welch M. D. Nomenclature of the amphibole supergroup // *American Mineralogist*. 2012. V. 97. No. 11–12. P. 2031–2048.
105. Hellebrand E., Snow J. E., Dick H. J. B., Hofmann A. W. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // *Nature*. 2001. V. 410. P. 677–681.
106. Hickey R. L., Frey F. A. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1982. V. 46. No. 11. P. 2099–2115.
107. Hirschmann M. M., Stolper E. M. A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the «garnet signature» in MORB // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1996. V. 124. No. 2. P. 185–208.
108. Hofmann A. W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // *Treatise on Geochemistry*. : Elsevier, 2007. P. 1–44.
109. Horan M. F., Walker R. J., Morgan J. W., Grossman J. N., Rubin A. E. Highly siderophile elements in chondrites // *Chemical Geology*. 2003. V. 196. No. 1–4. P. 27–42.
110. Ingrin J., Pacaud L., Jaoul O. Anisotropy of oxygen diffusion in diopside // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 192. No. 3. P. 347–361.
111. Ionov D. A. Petrology of mantle wedge lithosphere: New data on supra-subduction zone peridotite xenoliths from the andesitic Avacha Volcano, Kamchatka // *Journal of Petrology*. 2010. V. 51. No. 1–2. P. 327–361.
112. Irving A. J. Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle // *American Journal of Science*. 1980. V. 280. P. 389–426.
113. Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana Forearc, Leg 125 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 125 Scientific Results Proceedings of the Ocean Drilling Program*. / под ред. P. Fryer, J. A. Pearce, L. B. Stokking, et al. Texas, USA: College Station, 1992. P. 445–485.
114. Ishimaru S., Arai S., Ishida Y., Shirasaka M., Okrugin V. M. Melting and multi-stage metasomatism in the mantle wedge beneath a frontal arc inferred from highly depleted peridotite xenoliths from the Avacha Volcano, Southern Kamchatka // *Journal of Petrology*. 2006. V. 48. No. 2. P. 395–433.
115. Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Matthey D., Kudrjavnitskaya G. Diamondiferous eclogites from Siberia: Remnants of Archean oceanic crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. V. 58. No. 23. P. 5191–5207.
116. Kaczmarek M.-A., Müntener O. Juxtaposition of Melt Impregnation and High-Temperature Shear Zones in the Upper Mantle; Field and Petrological Constraints from the Lanzo Peridotite (Northern Italy) // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49. No. 12. P. 2187–2220.
117. Kamenetsky V. S., Sobolev A. V., Eggins S. M., Crawford A. J., Arculus R. J. Olivine-enriched melt inclusions in chromites from low-Ca boninites, Cape Vogel, Papua New Guinea: evidence for ultramafic primary magma, refractory mantle source and enriched components // *Chemical Geology*. 2002. V. 183. No. 1–4. P. 287–303.
118. Karimov A. A., Gornova M. A., Belyaev V. A. Pyroxenite veins within SSZ peridotites - evidence of melt-rock interaction (Egiingol massif), major and trace element composition of minerals. // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8. No. 3. P. 483–488.



119. Karimov A. A., Gornova M. A., Belyaev V. A., Medvedev A. Ya., Bryanskiy N. V. Genesis of pyroxenite veins in supra-subduction zone peridotites: Evidence from petrography and mineral composition of Egiingol massif (Northern Mongolia) // *China Geology*. 2020. V. 2. P. 299–313.
120. Kelemen P. B., Braun M., Hirth G. Spatial distribution of melt conduits in the mantle beneath oceanic spreading ridges: Observations from the Ingalls and Oman ophiolites: spatial distribution of melt conduits // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2000. V. 1. No. 7. P. n/a-n/a.
121. Kelemen P. B., Dick H. J. B. Focused melt flow and localized deformation in the upper mantle: Juxtaposition of replacive dunite and ductile shear zones in the Josephine peridotite, SW Oregon // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. No. B1. P. 423–438.
122. Kelemen P. B., Dick H. J. B., Quick J. E. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle // *Nature*. 1992. V. 358. No. 6388. P. 635–641.
123. Kelemen P. B., Hart S. R., Bernstein S. Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. V. 164. No. 1–2. P. 387–406.
124. Kelemen P. B., Hirth G., Shimizu N., Spiegelman M., Dick H. J. A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 1997. V. 355. No. 1723. P. 283–318.
125. Kelemen P. B., Matter J., Streit E. E., Rudge J. F., Curry W. B., Blusztajn J. Rates and mechanisms of mineral carbonation in peridotite: natural processes and recipes for enhanced, in situ CO<sub>2</sub> capture and storage // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2011. V. 39. No. 1. P. 545–576.
126. Kelemen P. B., Shimizu N., Salters V. J. M. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels // *Nature*. 1995. V. 375. No. 6534. P. 747–753.
127. Kelemen Peter. B. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite // *Journal of Petrology*. 1990. V. 31. No. 1. P. 51–98.
128. Khedr M. Z., Arai S. Hydrous peridotites with Ti-rich chromian spinel as a low-temperature forearc mantle facies: evidence from the Happo-One metaperidotites (Japan) // *Contrib Mineral Petrol.* 2010. V. 159. No. 2. P. 137–157.
129. Kilian R., Stern C. R. Constraints on the interaction between slab melts and the mantle wedge from adakitic glass in peridotite xenoliths // *European Journal of Mineralogy*. 2002. V. 14. No. 1. P. 25–36.
130. Kinzler R. J. Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. No. B1. P. 853–874.
131. König S., Münker C., Schuth S., Garbe-Schönberg D. Mobility of tungsten in subduction zones // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 274. No. 1–2. P. 82–92.
132. Korenaga J., Kelemen P. B. Major element heterogeneity in the mantle source of the North Atlantic igneous province // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. V. 184. No. 1. P. 251–268.
133. Kushiro I., Yoder H. S. Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation // *Journal of Petrology*. 1966. V. 7. No. 3. P. 337–362.

134. Kyser T. K., Cameron W. E., Nisbet E. G. Boninite petrogenesis and alteration history: constraints from stable isotope compositions of boninites from Cape Vogel, New Caledonia and Cyprus // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1986. V. 93. No. 2. P. 222–226.
135. Laan S. R. van der, Arculus R. J., Pearce J. A., Murton B. J. Petrography, mineral chemistry, and phase relations of the basement boninite series of site 786, Izu-Bonin forearc // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 125 Scientific Results Proceedings of the Ocean Drilling Program*. / под ред. P. Fryer, J. A. Pearce, L. B. Stokking, et al. : Ocean Drilling Program, 1992. P. 171–201.
136. Laukert G., Handt A. von der, Hellebrand E., Snow J. E., Hoppe P., Klügel A. High-pressure Reactive Melt Stagnation Recorded in Abyssal Pyroxenites from the Ultraslow-spreading Lena Trough, Arctic Ocean // *Journal of Petrology*. 2014. V. 55. No. 2. P. 427–458.
137. Le Roux V., Bodinier J.-L., Tommasi A., Alard O., Dautria J.-M., Vauchez A., Riches A. J. V. The Lherz spinel lherzolite: Refertilized rather than pristine mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. V. 259. No. 3–4. P. 599–612.
138. Le Roux V., Liang Y. Ophiolitic pyroxenites record boninite percolation in subduction zone mantle // *Minerals*. 2019. V. 9. P. 565.
139. Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles; Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names // *Mineral. mag.* 1997. V. 61. No. 405. P. 295–310.
140. Li Y.-B., Kimura J.-I., Machida S., Ishii T., Ishiwatari A., Maruyama S., Qiu H.-N., Ishikawa T., Kato Y., Haraguchi S., Takahata N., Hirahara Y., Miyazaki T. High-Mg adakite and low-Ca boninite from a Bonin Fore-arc Seamount: implications for the reaction between slab melts and depleted mantle // *Journal of Petrology*. 2013. V. 54. No. 6. P. 1149–1175.
141. Liang Y., Sun C., Yao L. A REE-in-two-pyroxene thermometer for mafic and ultramafic rocks // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2013. V. 102. P. 246–260.
142. Liu Y., Gao S., Lee C., Hu S., Liu X., Yuan H. Melt–peridotite interactions: Links between garnet pyroxenite and high-Mg# signature of continental crust // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. V. 234. No. 1–2. P. 39–57.
143. Long M. D., Becker T. W. Mantle dynamics and seismic anisotropy // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 297. No. 3–4. P. 341–354.
144. Lorand J.-P., Alard O., Luguët A. Platinum-group element micronuggets and refertilization process in Lherz orogenic peridotite (northeastern Pyrenees, France) // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 289. No. 1–2. P. 298–310.
145. Luguët A., Lorand J.-P., Seyler M. Sulfide petrology and highly siderophile element geochemistry of abyssal peridotites: a coupled study of samples from the Kane Fracture Zone (45°W 23°20N, MARK area, Atlantic Ocean) // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. V. 67. No. 8. P. 1553–1570.
146. Luguët A., Shirey S. B., Lorand J.-P., Horan M. F., Carlson R. W. Residual platinum-group minerals from highly depleted harzburgites of the Lherz massif (France) and their role in HSE fractionation of the mantle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. V. 71. No. 12. P. 3082–3097.

147. Mallmann G., O'Neill H. St. C. The effect of oxygen fugacity on the partitioning of Re between crystals and silicate melt during mantle melting // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. V. 71. No. 11. P. 2837–2857.
148. Marchesi C., Garrido C. J., Bosch D., Bodinier J.-L., Gervilla F., Hidas K. Mantle refertilization by melts of crustal-derived garnet pyroxenite: Evidence from the Ronda peridotite massif, southern Spain // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 362. P. 66–75.
149. Marchesi C., Garrido C. J., Godard M., Belley F., Ferré E. Migration and accumulation of ultra-depleted subduction-related melts in the Massif du Sud ophiolite (New Caledonia) // *Chemical Geology*. 2009. V. 266. No. 3–4. P. 171–186.
150. Martin H., Smithies R. H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*. 2005. V. 79. No. 1–2. P. 1–24.
151. Matthey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite // *Earth and Planetary Science Letters*. 1994. V. 128. No. 3–4. P. 231–241.
152. Maurel C., Maurel P. Étude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spinelles // *Bulletin de Mineralogie*. 1982. V. 105. No. 2. P. 197–202.
153. McDonough W. F., Sun S. -s. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
154. McKenzie D., O'Nions R. K. Partial Melt Distributions from Inversion of Rare Earth Element Concentrations // *Journal of Petrology*. 1991. V. 32. No. 5. P. 1021–1091.
155. McPherson E., Thirlwall M. F., Parkinson I. J., Menzies M. A., Bodinier J. L., Woodland A., Bussod G. Geochemistry of metasomatism adjacent to amphibole-bearing veins in the Lherz peridotite massif // *Chemical Geology*. 1996. V. 134. No. 1–3. P. 135–157.
156. Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T. V., Stumpfl E. F. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite // 1997. V. 38. No. 10. P. 1419–1458.
157. Melcher F., Grum W., Thalhammer T. V., Thalhammer O. A. R. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // *Mineralium Deposita*. 1999. V. 34. No. 3. P. 250–272.
158. Mercier J.-C. C., Nicolas A. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts // *Journal of Petrology*. 1975. V. 16. No. 1. P. 454–487.
159. Milholland C. S., Presnall D. C. Liquidus phase relations in the CaO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub> system at 3.0 GPa: the aluminous pyroxene thermal divide and high-pressure fractionation of picritic and komatiitic magmas // 1998. V. 39. No. 1. P. 25.
160. Morishita T. Evolution of low-Al orthopyroxene in the Horoman Peridotite, Japan: an unusual indicator of metasomatizing fluids // *Journal of Petrology*. 2003. V. 44. No. 7. P. 1237–1246.
161. Morishita T. Possible non-melted remnants of subducted lithosphere: experimental and geochemical evidence from corundum-bearing mafic rocks in the Horoman Peridotite Complex, Japan // *Journal of Petrology*. 2004. V. 45. No. 2. P. 235–252.

162. Morishita T., Dilek Y., Shallo M., Tamura A., Arai S. Insight into the uppermost mantle section of a maturing arc: The Eastern Mirdita ophiolite, Albania // *Lithos*. 2011. V. 124. No. 3–4. P. 215–226.
163. Müntener O., Kelemen P. B., Grove T. L. The role of H<sub>2</sub>O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2001. V. 141. No. 6. P. 643–658.
164. Murata K., Maekawa H., Yokose H., Yamamoto K., Fujioka K., Ishii T., Chiba H., Wada Y. Significance of serpentinization of wedge mantle peridotites beneath Mariana forearc, western Pacific // *Geosphere*. 2009. V. 5. No. 2. P. 90–104.
165. Mussallam K., Jung D., Burgath K. Textural features and chemical characteristics of chromites in ultramafic rocks, Chalkidiki Complex (Northeastern Greece) // *TMPM Tschermaks Petr. Mitt.* 1981. V. 29. No. 2. P. 75–101.
166. Niu Y. Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites // *Journal of Petrology*. 1997. V. 38. No. 8. P. 1047–1074.
167. Niu Y. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath Mid-Ocean Ridges // *Journal of Petrology*. 2004. V. 45. No. 12. P. 2423–2458.
168. Niu Y., Batiza R. An empirical method for calculating melt compositions produced beneath mid-ocean ridges: Application for axis and off-axis (seamounts) melting // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. No. B13. P. 21753–21777.
169. Niu Y., Regelous M., Wendt I. J., Batiza R., O'Hara M. J. Geochemistry of near-EPR seamounts: importance of source vs. process and the origin of enriched mantle component // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 199. No. 3–4. P. 327–345.
170. Obata M. The Ronda Peridotite-garnet-lherzolite, spinellherzolite, and plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion // *Journal of Petrology*. 1980. V. 21. P. 533–572.
171. Ootes L., Sandeman H., Cousens B. L., Luo Y., Pearson D. G., Jackson V. A. Pyroxenitic magma conduits (ca. 1.86 Ga) in Wopmay orogen and slave craton: Petrogenetic constraints from whole rock and mineral chemistry // *Lithos*. 2020. V. 354–355.
172. Pagé P., Bédard J. H., Schroetter J.-M., Tremblay A. Mantle petrology and mineralogy of the Thetford Mines Ophiolite Complex // *Lithos*. 2008. V. 100. No. 1–4. P. 255–292.
173. Parkinson I. J., Johnson K. T. M., Ingram G. Trace element geochemistry of peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc, Leg 125 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 125 Scientific Results Proceedings of the Ocean Drilling Program.* / под ред. P. Fryer, J. A. Pearce, L. B. Stokking, et al., Texas, USA: College Station, 1992. P. 487–506.
174. Parkinson I. J., Pearce J. A. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle Interaction in a supra-subduction zone setting // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39. No. 9. P. 1577–1618.
175. Pearce J. A., Barker P. F., Edwards S. J., Parkinson I. J., Leat P. T. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc–basin system, South Atlantic // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2000. V. 139. P. 36–53.

176. Pearce J. A., Lippard S. J., Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites // Geological Society, London, Special Publications. 1984. V. 16. No. 1. P. 77–94.
177. Pearce J. A., Reagan M. K. Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si-Mg-Ti systematics // Geosphere. 2019. V. 15. No. 4. P. 1008–1037.
178. Pearson D. G., Davies G. R., Nixon P. H. Geochemical constraints on the petrogenesis of diamond facies pyroxenites from the Beni Bousera peridotite massif, North Morocco // Journal of Petrology. 1993. V. 34. No. 1. P. 125–172.
179. Pearson D. G., Irvine G. J., Ionov D. A., Boyd F. R., Dreibus G. E. Re–Os isotope systematics and platinum group element fractionation during mantle melt extraction: a study of massif and xenolith peridotite suites // Chemical Geology. 2004. V. 208. No. 1–4. P. 29–59.
180. Pirard C., Hermann J., O'Neill H. ST. C. Petrology and geochemistry of the crust–mantle boundary in a Nascent Arc, massif du Sud Ophiolite, New Caledonia, SW Pacific // Journal of Petrology. 2013. V. 54. No. 9. P. 1759–1792.
181. Rapp R. P., Shimizu N., Norman M. D., Applegate G. S. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa // Chemical Geology. 1999. V. 160. No. 4. P. 335–356.
182. Rogkala A., Petrounias P., Tsikouras B., Giannakopoulou P., Hatzipanagiotou K. Mineralogical evidence for partial melting and melt-rock interaction processes in the mantle peridotites of Edessa Ophiolite (North Greece) // Minerals. 2019. V. 9. No. 2. P. 120.
183. Rogkala A., Petrounias P., Tsikouras B., Hatzipanagiotou K. New occurrence of pyroxenites in the Veria-Naousa ophiolite (North Greece): implications on their origin and petrogenetic evolution // Geosciences. 2017. V. 7. No. 4. P. 92.
184. Rollinson H. Chromite in the mantle section of the Oman ophiolite: A new genetic model // The Island Arc. 2005. V. 14. No. 4. P. 542–550.
185. Salters V. J. M., Dick H. J. B. Mineralogy of the mid-ocean-ridge basalt source from neodymium isotopic composition of abyssal peridotites // Nature. 2002. V. 418. No. 6893. P. 68–72.
186. Sântti J., Kontinen A., Sorjonen-Ward P., Johanson B., Pakkanen L. Metamorphism and Chromite in Serpentinized and Carbonate-Silica-Altered Peridotites of the Paleoproterozoic Outokumpu-Jormua Ophiolite Belt, eastern Finland // International Geology Review. 2006. V. 48. No. 6. P. 494–546.
187. Schmädicke E. Phase Relations in Peridotitic and Pyroxenitic Rocks in the Model Systems CMASH and NCMASH // Journal of Petrology. 2000. V. 41. No. 1. P. 69–86.
188. Senda R., Shimizu K., Suzuki K. Ancient depleted mantle as a source of boninites in the Izu-Bonin-Mariana arc: Evidence from Os isotopes in Cr-spinel and magnetite // Chemical Geology. 2016. V. 439. P. 110–119.
189. Seyler M., Lorand J.-P., Dick H. J. B., Drouin M. Pervasive melt percolation reactions in ultra-depleted refractory harzburgites at the Mid-Atlantic Ridge, 15° 20'N: ODP Hole 1274A // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2007. V. 153. No. 3. P. 303–319.
190. Shaw C. S. J. Dissolution of orthopyroxene in basanitic magma between 0.4 and 2 GPa: further implications for the origin of Si-rich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 135. No. 2–3. P. 114–132.

191. Shaw C. S. J., Dingwell D. B. Experimental peridotite–melt reaction at one atmosphere: a textural and chemical study // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2008. V. 155. No. 2. P. 199–214.
192. Shaw C. S. J., Thibault Y., Edgar A. D., Lloyd F. E. Mechanisms of orthopyroxene dissolution in silica-undersaturated melts at 1 atmosphere and implications for the origin of silica-rich glass in mantle xenoliths // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1998. V. 132. No. 4. P. 354–370.
193. Shchipansky A. A. Boninites through time and space: petrogenesis and geodynamic settings // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2016. V. 7. No. 2. P. 143–172.
194. Shibata T., DeLong S. E., Walker D. Abyssal tholeiites from the oceanographer fracture zone // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 70. No. 1. P. 89–102.
195. Sievwright R. H., O'Neill H. St. C., Tolley J., Wilkinson J. J., Berry A. J. Diffusion and partition coefficients of minor and trace elements in magnetite as a function of oxygen fugacity at 1150 oC // *Contrib Mineral Petrol*. 2020. V. 175. No. 5.
196. Simonov V. A., Prikhod'ko V. S., Vasiliev Yu. R., Kotlyarov A. V. Physicochemical conditions of crystallization of rocks from ultrabasic massifs of the Siberian platform // *Russ. J. of Pac. Geol*. 2017. V. 11. No. 6. P. 447–468.
197. Snow J. E., Reisberg L. Os isotopic systematics of the MORB mantle: results from altered abyssal peridotites // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. V. 133. No. 3–4. P. 411–421.
198. Sobolev A. Melt inclusions in minerals as a source of principle petrological information // *Petrology*. 1996. V. 4. No. 3. P. 209–220.
199. Sobolev A. V., Danyushevsky L. V. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // *Journal of Petrology*. 1994. V. 35. No. 5. P. 1183–1211.
200. Sobolev A. V., Hofmann A. W., Sobolev S. V., Nikogosian I. K. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // *Nature*. 2005. V. 434. No. 7033. P. 590–597.
201. Stolper E. A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: Preliminary results and implications for petrogenesis // *Contr. Mineral. and Petrol*. 1980. V. 74. No. 1. P. 13–27.
202. Stosch H.-G. Sc, Cr, Co and Ni partitioning between minerals from spinel peridotite xenoliths // *Contr. Mineral. and Petrol*. 1981. V. 78. No. 2. P. 166–174.
203. Straub S. M., LaGatta A. B., Martin-Del Pozzo A. L., Langmuir C. H. Evidence from high-Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt: andesite petrogenesis in central MVB // *Geochem. Geophys. Geosyst*. 2008. V. 9. No. 3. P. n/a-n/a.
204. Streckeisen A. To each plutonic rock its proper name // *Earth-science reviews*. 1976. V. 12. No. 1. P. 1–33.
205. Suhr G., Kelemen P., Paulick H. Microstructures in Hole 1274A peridotites, ODP Leg 209, Mid-Atlantic Ridge: Tracking the fate of melts percolating in peridotite as the lithosphere is intercepted // *Geochem. Geophys. Geosyst*. 2008. V. 9. No. 3.
206. Suhr G. N. Melt migration under oceanic ridges: inferences from reactive transport modelling of upper mantle hosted dunites // 1999. V. 40. No. 4. P. 575–599.

207. Sun S. -s., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42. No. 1. P. 313–345.
208. Tamura A., Arai S. Harzburgite–dunite–orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle // *Lithos*. 2006. V. 90. No. 1–2. P. 43–56.
209. Tatsumi Y., Takahashi T., Hirahara Y., Chang Q., Miyazaki T., Kimura J.-I., Ban M., Sakayori A. New Insights into Andesite Genesis: the Role of Mantle-derived Calc-alkalic and Crust-derived Tholeiitic Melts in Magma Differentiation beneath Zao Volcano, NE Japan // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49. No. 11. P. 1971–2008.
210. Trommsdorff V., Evans B. W. Progressive metamorphism of antigorite schist in the Bergell tonalite aureole (Italy) // *American Journal of Science*. 1972. V. 272. No. 5. P. 423–437.
211. Ulrich M., Picard C., Guillot S., Chauvel C., Cluzel D., Meffre S. Multiple melting stages and refertilization as indicators for ridge to subduction formation: The New Caledonia ophiolite // *Lithos*. 2010. V. 115. No. 1–4. P. 223–236.
212. Umino S., Kanayama K., Kitamura K., Tamura A., Ishizuka O., Senda R., Arai S. Did boninite originate from the heterogeneous mantle with recycled ancient slab? // *Island Arc*. 2018. V. 27. No. 1.
213. Uysal İ., Şen A. D., Ersoy E. Y., Dilek Y., Saka S., Zaccarini F., Escayola M., Karlı O. Geochemical make-up of oceanic peridotites from NW Turkey and the multi-stage melting history of the Tethyan upper mantle // *Mineralogy and Petrology*. 2014. V. 108. No. 1. P. 49–69.
214. Uysal İ., Tarkian M., Sadiklar M. B., Zaccarini F., Meisel T., Garuti G., Heidrich S. Petrology of Al- and Cr-rich ophiolitic chromitites from the Muğla, SW Turkey: implications from composition of chromite, solid inclusions of platinum-group mineral, silicate, and base-metal mineral, and Os-isotope geochemistry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2009. V. 158. No. 5. P. 659–674.
215. Varas-Reus M. I., Garrido C. J., Marchesi C., Bosch D., Hidas K. Genesis of ultra-high pressure garnet pyroxenites in orogenic peridotites and its bearing on the compositional heterogeneity of the Earth's mantle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2018. V. 232. P. 303–328.
216. Varfalvy V. Petrology and geochemistry of pyroxenite dykes in upper mantle peridotites of the North Arm Mountain Massif, Bay of Islands Ophiolite, Newfoundland; implications for the genesis of boninitic and related magmas // *The Canadian Mineralogist*. 1997. V. 35. No. 2. P. 543–570.
217. Voshage H., Sinigoi S., Mazzucchelli M., Demarchi G., Rivalenti G., Hofmann A. W. Isotopic constraints on the origin of ultramafic and mafic dikes in the Balmuccia peridotite (Ivrea Zone) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1988. V. 100. P. 261–267.
218. Wang C., Liang Y., Dygert N., Xu W. Formation of orthopyroxenite by reaction between peridotite and hydrous basaltic melt: an experimental study // *Contrib Mineral Petrol*. 2016. V. 171. No. 8–9. P. 77.
219. Wang C., Liang Y., Xu W., Dygert N. Effect of melt composition on basalt and peridotite interaction: laboratory dissolution experiments with applications to mineral compositional variations in mantle xenoliths from the North China Craton // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2013. V. 166. No. 5. P. 1469–1488.
220. Wang M., Zang C., Tang H. The effect of P–T on the reaction between tonalitic melt and mantle lherzolite at 2–4 GPa and implications for evolution of North China Cratonic Lithosphere and generation of High Mg# andesite // *Lithos*. 2019. V. 324–325. P. 626–639.

221. Widom E., Kepezhinskas P., Defant M. The nature of metasomatism in the sub-arc mantle wedge: evidence from Re–Os isotopes in Kamchatka peridotite xenoliths // *Chemical Geology*. 2003. V. 196. No. 1–4. P. 283–306.
222. Wilshire H. G., Shervais J. W. Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from western United States // *Physics and Chemistry of the Earth*. 1975. V. 9. P. 257–272.
223. Wood B. J., Blundy J. D. The effect of H<sub>2</sub>O on crystal-melt partitioning of trace elements // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. V. 66. No. 20. P. 3647–3656.
224. Woodland S. J., Pearson D. G., Thirlwall M. F. A Platinum Group Element and Re–Os Isotope Investigation of Siderophile Element Recycling in Subduction Zones: Comparison of Grenada, Lesser Antilles Arc, and the Izu–Bonin Arc // *Journal of Petrology*. 2002. V. 43. No. 1. P. 171–198.
225. Workman R. K., Hart S. R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. V. 231. No. 1–2. P. 53–72.
226. Xu Y., Liu C., Lin W. Melt extraction and reaction in the forearc mantle: Constraints from trace elements and isotope geochemistry of ultra-refractory peridotites of the New Caledonia Peridotite Nappe // *Lithos*. 2021. V. 380–381. P. 105882.
227. Xu Y., Liu C.-Z. Subduction-Induced Fractionated Highly Siderophile Element Patterns in Forearc Mantle // *Minerals*. 2019. V. 9. No. 6. P. 339.
228. Zang C., Wang M., Tang H., He H. Reaction between basaltic melt and orthopyroxene at 3.0–4.5 GPa: Implications for the evolution of ocean island basalts in the mantle // *Geoscience Frontiers*. 2021. V. 12. No. 2. P. 907–919.
229. Zindler A., Staudigel H., Batiza R. Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity // *Earth and Planetary Science Letters*. 1984. V. 70. No. 2. P. 175–195.